

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 200 000

Серия Карельская

Лист Q-36-XV,XVI (Лоухи)

**МОСКВА
2021**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

Северо-Западный региональный геологический центр
(СЗРГЦ)
Государственное геологическое предприятие «Севзапгеология»
(ГТП «Севзапгеология»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Карельская

Лист Q-36-XV, XVI (Лоухи)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Москва
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» • 2021

УДК 55(470.21+470.22)(084.3)
ББК 26
Г72

Авторы

М. А. Корсакова, Н. М. Иванов, Г. А. Дударева

Редакторы *Ю. В. Миллер, В. Г. Легкова*

Рецензенты

Б. В. Петров
Е. П. Заррина

Г72 **Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Карельская. Лист Q-36-XV, XVI (Лоухи). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / М. А. Корсакова, Н. М. Иванов, Г. А. Дударева; Минприроды России, Роснедра, СЗРГЦ, ГПП «Севзапгеология». – Электрон. текстовые дан. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021. – 1 опт. диск (DVD-ROM) (310 Мб). – Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-00193-054-9 (объясн. зап.), ISBN 978-5-00193-055-6**

На основе нового методического подхода и большого фактического материала дается новая трактовка стратиграфии, магматизма, тектонического строения и геодинамического развития центральной части Беломорского подвижного пояса и северо-восточной части Карельского кратона. Приведены сведения по геоморфологии, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории. Указаны закономерности их размещения и дана оценка перспектив района на комплекс рудных и нерудных полезных ископаемых.

Табл. 1, илл. 6, список лит. 93 назв., прил. 8.

УДК 55(470.21+470.22)(084.3)
ББК 26

Рекомендовано к печати
НРС МПР РФ 7 июля 1999 г.

ISBN 978-5-00193-054-9 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-00193-055-6

© Роснедра, 2021
© ГПП «Севзапгеология», 1999
© Коллектив авторов и редакторов, 1999
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	7
СТРАТИГРАФИЯ	13
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ	25
ТЕКТОНИКА	55
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	63
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	66
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	69
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	81
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	84
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	87
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	88
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	90
<i>Приложение 1.</i> Изученность аэромагнитной и аэрогамма-спектрометрической съемкой.....	94
Изученность гравиметрической съемкой и аэроэлектроразведкой	94
<i>Приложение 2.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород (показа- ны на схеме расположения плутонических образований)	95
<i>Приложение 3.</i> Список петротипических и эталонных массивов и площадей, показанных на схеме расположения плутонических образований	96
<i>Приложение 4.</i> Список месторождений, показанных на карте полезных ископаемых листа Q-36-XV, XVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	97
<i>Приложение 5.</i> Список месторождений полезных ископаемых листа Q-36-XV, XVI Госу- дарственной геологической карты четвертичных образований Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	99
<i>Приложение 6.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ), шлиховых ореолов (ШО), ореолов распространения валунов (ВО) и геофизических аномалий (ГФА), показанных на карте полезных ископаемых и карте четвертичных образований листов Q-36-XV, XVI Госу- дарственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	100
<i>Приложение 7.</i> Список скважин, показанных на геологической карте четвертичных образо- ваний.....	106
<i>Приложение 8.</i> Сводная таблица балансовых запасов прогнозных ресурсов пегматитового сырья (листовой мусковит, полевошпатовое сырье, кварц кусковой и жильный).....	107

ВВЕДЕНИЕ

Территория листов Q-36-XV, XVI ограничена координатами 60°00'–66°40' с. ш. и 32°00'–34°00' в. д. Северо-восточная часть листа Q-36-XVI принадлежит акватории Кандалакшского залива Белого моря. По административному делению большая часть площади входит в состав Лоухского района Республики Карелия, и лишь незначительная часть на северо-западе относится к Кандалакшскому району Мурманской области.

Поверхность территории листов представляет собой холмистую равнину с выраженным наклоном в сторону Белого моря. Равнина осложнена наличием крупных и мелких возвышенностей, большинство из которых сложены кристаллическими породами, нередко перекрытыми мореной. Аккумулятивные возвышенности, представленные моренными холмами, камами и озами, имеют ограниченное распространение. Абсолютная высота территории изменяется от 10 до 345 м. Наиболее высокие абсолютные отметки имеют вершины возвышенностей, расположенных в западной части территории. Это – горы Иванова (343 м), Винча (303 м), Ирингора (281 м), Рябовара (242 м). Возвышенности разделены заболоченными понижениями, озерами, реками и ручьями. На большей части территории формы рельефа имеют выраженную северо-восточную и широтную ориентировку, лишь в наиболее высокой западной и северо-западной частях ориентировка восточная.

Гидрографическая сеть принадлежит бассейну Белого моря и представлена небольшими реками, ручьями, многочисленными озерами. Реки и ручьи в большинстве являются протоками, соединяющими озера; они мелководны, нередко порожисты, со слабо выраженными долинами, низкими заболоченными берегами. Наиболее крупной является река Кереть. Район изобилует озерами различной формы и размеров. Наиболее крупные озера – Лоухское, Верхне-Пулонгское, Нижнее и Верхнее Нильмозеро, Тикшеозеро, Нотозеро, Ковдозеро – отличаются сильно изрезанными скалистыми или заболоченными берегами, глубоко вдающимися губами и многочисленными островами. Многие крупные озера образовались на месте тектонических впадин, впоследствии разработанных ледником. Мелкие озера-ламбины ледникового происхождения обычно овальные с низкими берегами. В связи с постройкой Князегубской ГЭС на участке между озерами Ковдозеро и Нотозеро многие острова и депрессии рельефа в настоящее время затоплены примерно до отметки +39 м.

Широко развиты болота, верховые, переходные и низинные. Наиболее обширные расположены юго-восточнее оз. Тикшеозера, южнее пос. Лоухи и между оз. Нотозером на западе и Октябрьской ж. д. на востоке. Акватория Кандалакшского залива в прибрежной части имеет глубину до 50–100 м, характеризуется многочисленными фиордообразными губами, далеко вдающимися в сушу, а также обилием островов. Глубина удаленной от суши части акватории достигает 280 и более метров.

Климат района умеренно-континентальный с продолжительной снежной сравнительно мягкой для этих широт зимой и коротким прохладным дождливым летом. Средняя годовая температура воздуха около 0 °С. Среднегодовое количество осадков – 350–400 мм.

Главными путями сообщения являются Октябрьская железная дорога, магистральная автомобильная дорога Санкт-Петербург–Мурманск, железная дорога Лоухи–Софпорог, а также ряд местных автомобильных дорог, соединяющих населенные пункты, в том числе и с автобусным сообщением.

Населенные пункты расположены вдоль линии железных дорог, у крупных озер и на участках ранее разрабатываемых месторождений слюды и керамического сырья. Наиболее крупными являются: районный центр пос. Лоухи, пос. Чупа, Сосновый, ст. Полярный круг, Пояконда, рудничные поселки Хетолабина, Плотина, Малиновая Варакка, Чкаловский, Тэдино, д. Нижняя Пулонга и Нильмогуба. Все они сосредоточены в восточной части территории.

Ведущая отрасль промышленности – лесная, а до недавнего времени была и горнодобывающая. Добыча слюды-мусковита и высококачественного керамического сырья имела всео-

юзное значение, и рассматриваемый блок листов охватывал почти полностью Чупино-Лоухский горнодобывающий район Беломорской пегматитовой провинции, чем и определялась первоочередность его второго издания. В настоящее время, в связи с утратой слюдой-мусковитом значения стратегического сырья, добыча его прекращена, а шахты затоплены. В поселке Чупа действует ГОК «Карелслюда». Имеется несколько карьеров песчано-гравийного материала, разрабатываемых для местных нужд. Действуют карьеры по добыче облицовочного камня: Нигрозеро, Черная салма, Шатков Бор и др. Ограниченно развита рыбная промышленность, представленная рыбзаводом в пос. Чупа. Вблизи пос. Лоухи расположен Лоухский звероводческий совхоз. Животноводство и овощеводство развиты слабо и концентрируется, в основном, в районе пос. Лоухи и Чупа.

Эколого-геологическую обстановку на территории листов можно оценить как благоприятную примерно для 60 % площади (малоосвоенная часть), удовлетворительную – для 40 % площади (район ГОКа «Карелслюда», шахт, рудников и сопутствующих им отвалов, поселки, прилегающие к Октябрьской железной дороге, трассе Санкт-Петербург–Мурманск).

Территория листов Q-36-XV, XVI характеризуется очень сложным геологическим строением, обусловленным широким развитием разнообразных сложно складчатых метаморфических пород, многочисленных интрузий от ультраосновного до кислого состава, неоднократным проявлением процессов мигматизации, гранитизации и метасоматоза, а также наличием различных по морфологии и кинематике долгоживущих разрывных нарушений. Обнаженность района средняя, более хорошая в восточной прибрежной и в западной наиболее возвышенной частях.

Геолого-геофизическая изученность площади вполне удовлетворительная. После составления Госгеолкарты-200 первого поколения практически вся территория была охвачена разного вида (ГС, ГДП, АФГК) геологосъемочными работами масштаба 1 : 50 000–1 : 200 000, научно-исследовательскими и тематическими работами различной целевой направленности. Продолжались поисковые работы на слюду-мусковит, керамическое сырье и, в меньшем объеме, на различные виды других нерудных и рудных полезных ископаемых. Геофизические материалы, выполненные по результатам гравиметрической масштаба 1 : 200 000–1 : 10 000 и аэромагнитной масштаба 1 : 25 000 съемок, характеризуются высоким качеством и хорошей информативностью. Степень геологической дешифрируемости космо- и аэрофотоснимков различна для разных геологических комплексов и участков территории и во многом определяется характером и интенсивностью проявленных наложенных процессов, затушевывающих первичные структурно-текстурные особенности пород. В течение двух полевых сезонов авторами листов при участии геологов Г. Ш. Мурадымова, Е. В. Вакар и В. А. Ядугы проводились контрольно-редакционные маршруты, направленные на решение дискуссионных вопросов, выявившихся в процессе изучения материалов предыдущих исследователей.

В основу геологической карты и карты четвертичных отложений положены материалы всех геологосъемочных и поисковых работ, в значительной степени переинтерпретированные с учетом результатов контрольно-редакционных маршрутов, новейших гравиметрической и аэромагнитной съемок и дешифрирования аэрокосмофотоснимков и приведенные в соответствие с легендой Карельской серии листов Госгеолкарты-200 Российской Федерации 1998 г. [73]. Данные о полезных ископаемых нанесены на соответствующую карту по материалам предыдущих исследователей по состоянию на 01.07.1998 г.

Картографические материалы на бумажных носителях распечатаны с цифровых моделей, созданных с авторских оригиналов карт в форматах ArcInfo в Северо-Западном информационном компьютерном центре (РИКЦ СЗРГЦ). Авторы цифровых моделей: Мишин В. И.; Букреева Н. А.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

На площадь листов Q-36-XV, XVI имеются составленные в 1958–1959 годы Госгеолкарты-200 первого поколения [36, 37]. Каждый из них включает геологическую карту, карту полезных ископаемых и сопровождается тектонической схемой масштаба 1 : 500 000. В основу этих карт были положены материалы геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000–1 : 200 000, проведенных в 1930–1950-х годах, и сводные карты масштаба 1 : 50 000, 1 : 100 000 и 1 : 200 000. Следует подчеркнуть, что к моменту составления первой серии Госгеолкарт-200 существовало несколько точек зрения на все аспекты геологического строения беломорид вообще и данной площади в частности. На составленных картах нашла отражение позиция группы сотрудников ВСЕГЕИ, руководимых Д. Т. Мишаревым. В соответствии с ней общая структура беломорид трактовалась как антиклинорное поднятие, осложненное в центральной части Енско-Лоухским синклиналием. Впервые на этих картах в полном объеме нашел воплощение принцип стратификации глубокометаморфизованных пород Северо-Западного Беломорья, внедренный в практику картирования Е. П. Чуйкиной. Породы беломорского комплекса (серии) были расчленены на три последовательно залегающие и различающиеся вещественным составом толщи (снизу вверх): гранито-гнейсовую керетьскую, гнейсо-амфиболитовую хетоламбинскую и глиноземистых гнейсов лоухскую. Интрузивные образования, часто весьма условно, подразделялись на ранне- и позднеархейские, ранне- и позднепротерозойские и палеозойские. Крайне ограниченно на листах были представлены разрывные нарушения. Составление и издание указанных Госгеолкарт-200, подводивших итог более чем пятидесятилетнего исследования Северо-Западного Беломорья, явилось важным этапом в изучении и познании геологического строения рассматриваемой территории. Эти карты и заложенные в них принципы на протяжении последующих тридцати лет являлись основополагающими при составлении сводных геологических и различных специализированных, в том числе металлогенических, карт Карело-Кольского региона.

Одновременно, другая группа геологов во главе с Е. П. Чуйкиной пришла к иной схеме стратиграфии и тектоники Западного Беломорья. Региональная структура трактовалась ими как западное крыло Кандалакшского синклиналия, имеющее моноклинальное строение. В соответствии с этой точкой зрения разрез беломорид наращивается с запада на восток и подразделяется на пять последовательно залегающих свит: западную, котозерскую, чупинскую, хетоламбинскую, керетьскую.

В период, последовавший после составления Госгеолкарт-200 первого поколения и по настоящее время на рассматриваемой территории проводится широкий круг геологоразведочных работ: геологическая и геофизическая съемка масштаба 1 : 10 000, 1 : 25 000, 1 : 50 000 и 1 : 200 000, поисковые и разведочные работы на слюду-мусковит, керамическое сырье, асбест, сульфидные руды и строительные материалы. Значительный объем приходится на научно-исследовательские и тематические работы. Площадь листов примерно на 60 % была перекрыта геологосъемочными работами масштаба 1 : 50 000 (ГС и АФГК) и на 100 % – ГДП-200. Геологическая съемка охватила восточную часть листа Q-36-XVI [65]. Отчет по ней сопровождается картами масштаба 1 : 50 000: геологической, составленной на основе принципов Е. П. Чуйкиной, четвертичных отложений и полезных ископаемых. АФГК осуществлено в западной части листа Q-36-XV [71]. В результате его составлена аэрофотогеологическая карта и карта полезных ископаемых масштаба 1 : 50 000, на которых расчленение супракрустальных и интрузивных образований проведено в соответствии с утвержденными в 1967 г. НРС ВСЕГЕИ «Сводными условными...» и принятой в то время геохронологической шкалой докембрия.

ГДП-200 было проведено НПО «Аэрогеология» [62]. Составленная по результатам этих работ геологическая карта весьма схематична и не отвечает целому ряду требований, предъявляемых к картам, составленным по результатам этого вида работ.

Планомерные детальные геологосъемочные и поисковые работы масштаба 1 : 5 000–

1 : 10 000 проводились коллективом геологов Северной геологоразведочной экспедиции ПГО «Севзапгеология». Они сопровождались большим объемом горных работ и бурения и охватили полосу от оз. Нигрозера на севере до оз. Лоухского на юге, т. е. все пегматитовые месторождения и перспективные участки Чупино-Лоухского слюдоносного района. В результате были составлены геолого-структурные карты масштаба 1 : 10 000 на площадь в 905 км² с детальным расчленением продуктивных свит на горизонты, различающиеся составом, степенью и характером вторичных преобразований. Выделены участки, в различной степени перспективные на слюдоносные пегматиты. Все материалы по этим работам сведены в отчете Е. П. Чуйкиной за 1971 год [93], сопровождающимся также сводной геологической картой Чупино-Лоухского слюдоносного района масштаба 1 : 50 000, составленной в соответствии с ранее разработанной ею стратиграфической схемой. В 1977 году эта карта обновлялась с учетом материалов, полученных за прошедший период.

В 1980-х годах Е. П. Чуйкина существенно пересмотрела свои представления на стратиграфическую последовательность беломорских толщ, выделив добеломорский фундамент сначала в объеме западной и керетьской свит, а затем в 1986 году включила в его состав котозерскую и хетоламбинскую свиты. К беломорскому комплексу она отнесла чупинскую свиту и развитые в южной части Лоухского района на листе Q-36-XXII энгозерскую и пиртозерскую свиты.

В 1979 году В. П. Проскурниной составлена сводная геологическая карта масштаба 1 : 50 000 Енского и Чупино-Лоухского слюдоносных районов [86], охватившая большую часть рассматриваемых листов. На ней показан единый нестратифицированный архейский беломорский комплекс, в котором выделены четыре ассоциации метаморфических пород, различающиеся составом. Площадное развитие метаморфических пород существенно уменьшено по сравнению с Госгеолкартами-200 первого поколения и картами Е. П. Чуйкиной за счет отнесения значительной их части к интрузивным и ультраметаморфогенным образованиям.

В 1986 году завершена большая многоплановая работа, выполненная коллективом Северной геологоразведочной экспедиции ПГО «Севзапгеология» в сотрудничестве с ИГГД РАН под руководством М. Е. Салье [88] по геологическому доизучению ряда месторождений мусковита и перспективно слюдоносных участков чупинской свиты. В результате этих работ были составлены геологическая карта Чупино-Лоухского района масштаба 1 : 50 000 и сводная прогнозная на мусковит карта того же масштаба чупинской продуктивной толщи. На геологической карте выделен комплекс основания (гранитогнейсы керетьской свиты) и два супракрустальных структурно-вещественных комплекса – нижнеархейский беломорский (чупинский) и верхнеархейский (хетоламбинский).

Карты четвертичных отложений масштаба 1 : 50 000 составлялись при проведении геологосъемочных работ не во всех случаях. Их обеспеченность для территории листа составляет около 20 %. При проведении геологосъемочных работ масштаба 1 : 100 000 (Зуйкова А. С., 1963; Карпинская Н. В., 1950; Ханькова Н. Б., 1950) были составлены карты четвертичных образований, охватывающие 5 % территории. В 1954 г. Г. С. Биске были проведены исследования по изучению геоморфологии и четвертичных отложений в Лоухском районе Карелии масштаба 1 : 200 000, охватывающие примерно треть описываемой территории. Карта четвертичных отложений Карело-Кольского региона масштаба 1 : 500 000 охватывает всю территорию листов.

Научно-исследовательские и тематические работы на рассматриваемой территории имели различную целевую направленность.

Разработкой стратиграфической схемы беломорского комплекса занимался коллектив геологов ИГГД АН СССР под руководством К. А. Шуркина и Института геологии Карельского филиала АН ССР под руководством М. М. Стенаря. В этих работах развивался и детализировался литолого-стратиграфический принцип расчленения беломорид, для которых принимался синклинозный вариант строения. М. М. Стенарем [38] каждая из выделенных на Госгеолкартах-200 толщ (свит) подразделяется на две подсвиты, а К. А. Шуркиным дается более дробное расчленение верхней глиноземистой толщи, из состава которой выделяются шесть самостоятельных свит: лоухская, чупинская, князегубская, кайтатундровская, кандская и енская. На тех же принципиальных позициях основывались стратиграфические исследования Ю. Б. Богданова. Иной точки зрения придерживался Н. В. Горлов, относивший породы западной части структуры к фундаменту беломорской серии, которая, по его мнению, имеет моноклинальное залегание и представлена снизу вверх котозерской, лоухской, хитогорской и хетоламбинской толщами [11].

В. С. Степановым на протяжении ряда лет изучались базит-ультрабазитовые интрузии Западного Беломорья [1, 39, 40], которые на основе формационного анализа, структурных и петрологических данных расчленены им на пять разновозрастных комплексов: один архейский и четыре раннепротерозойских.

Вопросам кислого магматизма, включая проблемы пегматитоносности, посвящен целый ряд работ ИГГД АН СССР, проводимых под руководством К. А. Шуркина [6, 16, 47, 48]. Эти исследования показали гораздо более широкое, чем представлялось ранее, развитие в Западном Беломорье гранитоидов, имеющих преимущественно ультраметаморфогенное происхождение и подразделяющихся на четыре возрастные группы: саамские (AR_1), ребольские (AR_2), селецкие (PR_1^1) и свекофенские (PR_2^2). Установлена парагенетическая связь слюдоносных и керамических пегматитов со свекофенскими анатектическими гранитами.

Всестороннему геолого-геофизическому изучению как научными, так и производственными организациями, подвергся Елетьозерский массив ультрамафитов–щелочных габброидов–нефелиновых сиенитов [3, 4, 21, 54, 68].

Значительное внимание в последние три десятилетия было уделено изучению метаморфизма пород беломорского комплекса [1, 5, 9, 10 и др.]. Результатом этих работ явилось осознание сложной полиметаморфической природы большинства пород беломорского комплекса. Значительное место отводилось изучению зон диафтореза в качестве потенциально промышленно-пегматитоносных структур [1, 13, 88].

Исключительно важную роль последние три десятилетия стали играть структурные исследования беломорских образований [1, 7, 11, 28, 41 и др.]. Они заключались в изучении пространственных и возрастных взаимоотношений складок разных генераций с целью выработки региональной шкалы последовательности эндогенных процессов. Однако попытки применения методики картирования мелких складчатых форм для выделения многочисленных этапов деформаций при составлении карт среднего и крупного масштабов не имели успеха.

В последние годы для объяснения структуры и истории развития беломорид рядом исследователей, в основном, академических институтов, привлекаются плейттектонические модели [1, 10, 24, 27, 34]. На разных этапах развития БПП от позднего архея до раннего протерозоя выделяются геодинамические обстановки субдукции беломорид под Карельскую континентальную плиту, коллизии и рифтогенеза. Ю. В. Миллером с коллегами [27, 28] на основе проведенного ими детального структурного картирования опорных участков, была предложена модель покровно-складчатого строения Беломорского пояса. Выделяемые на картах вещественные комплексы трактуются авторами как элементы субдукционно-коллизионной тектоностратиграфии. Однако картографическое изображение геодинамической модели строения Беломорского подвижного пояса, равно как и примыкающей к нему с запада Карельской гранит-зеленокаменной области, ограничивается обзорными и мелкомасштабными схемами в журналах и других специальных публикациях.

Комплексные исследования, охватывающие вопросы стратиграфии, тектоники, магматизма и метаморфизма, проводились сотрудниками Института геологии Карельского филиала АН СССР на ряде участков Тикшеозерской лопийской структуры и в зоне сочленения ее с беломоридами [15, 17, 20, 22]. В результате значительно уточнен и детализирован разрез лопийских (верхнеархейских) образований, который достаточно уверенно коррелируется с разрезами других зеленокаменных поясов Карелии.

Большой объем геолого-петрологических исследований на территории листов, посвященный проблеме слюдоносных пегматитов, выявлению закономерностей их пространственного размещения, определению рационального комплекса поисковых методов обнаружения пегматитовых жил в 1960–1980-е годы был выполнен сотрудниками ИГГД АН РАН, ВСЕГЕИ, ИГ Карельского НЦ РАН, геологами и геофизиками ПГО «Севзапгеология» [7, 13, 16, 33, 80, 88].

Значительный вклад в познание геологического строения, регионального положения беломорид и их соотношения со смежными структурами внесли составленные в Тематической комплексной экспедиции ПГО «Севзапгеология» мелкомасштабные геологические карты, подводящие на каждом этапе итог изучения беломорид.

В середине 1980-х годов партией ВСЕГЕИ впервые было проведено картирование коренных пород и четвертичных отложений акватории Белого моря. На базе сейсмостратиграфического расчленения осадочного чехла в сочетании с прямыми геологическими методами изучения акватории и данными по ее обрамлению составлены геологические и тектонические схематические карты масштаба 1 : 500 000 и мельче [57, 78], которые явились основой при составлении акваториальной части Госгеолкарты-200.

По геохронологической изученности Беломорская зона занимает одно из первых мест среди крупных раннедокембрийских структур территории бывшего СССР. Имеющиеся достаточно многочисленные определения возраста (главным образом U-Pb по цирконам, а также Rb-Sr методами) преимущественно укладываются в несколько интервалов (2 900–2 800, 2 740–2 650, 2 450–2 350, 1 900–1 700 млн лет), соответствующих ранне- и поздне-ребольскому, селецкому и свекофенскому этапам тектонического развития региона. Sm-Nd изотопные исследования по-

казали, что модельные возраста (отвечающие не возрасту пород, а возрасту их источников) не превышают 3 100 млн лет. Это значит, что большинство вещественных комплексов сформировалось в позднем архее, некоторые, играющие подчиненную роль – в раннем протерозое и на более поздних этапах. И все-таки, нельзя исключить возможности того, что существуют образования (например, ранние базиты, геохронологические исследования которых затруднены), имеющие раннеархейский возраст. Несмотря на общую высокую геохронологическую изученность Западного Беломорья, изохронными определениями возраста охарактеризовано не более 10 % подразделений, выделенных на составленной Госгеолкарте-200, что, конечно недостаточно для строго аргументированного построения возрастной шкалы беломорид.

Поисковая изученность территории листов весьма неравноценна. Принадлежность к крупнейшей в стране слюдоносной провинции обусловила полноценную изученность площадей, перспективных на мусковит и керамическое сырье в масштабе от 1 : 50 000 до 1 : 1 000. Систематического изучения площади на металлические полезные ископаемые практически не проводилось. Специально с использованием комплекса геолого-геофизических методов изучались так называемые фальбанды района губы Кив-мыса Картеш, Климовского и Восточно-Керетьского участков на пирит-пирротиновые рудные залежи в амфиболитах, как возможных источников золота и никеля [61, 74]. В Тикшеозерской зеленокаменной структуре в серноколчеданных залежах была выявлена сурьмяно-мышьяковая минерализация. Эти же участки были охвачены тематическими работами Н. М. Саморукова [67], имеющими целью определение перспектив золотоносности сульфидных проявлений Беломорья и Тикшеозерской зеленокаменной структуры.

На листе Q-36-XV и в восточной части листа Q-36-XVI были проведены ревизионно-поисковые работы на антофиллит-асбест [69, 70], выявившие ряд рудопроявлений этого сырья. В северной части территории, в результате валунных поисков на комплекс полезных ископаемых [9], выявлены проявления меди, золота, никеля. В последнее десятилетие в районе интенсифицировалась разведка и добыча каменного строительного материала. Помимо известного ранее карьера Черная Салма, начата эксплуатация месторождений облицовочно-декоративного и блочного камня: Нигрозера, Винча, Слюдозера, Шатков Бор, Карнисваара и др. В 1997–1998 гг. в рамках выполнения первого этапа программы «Золото Карелии» Карельской экспедицией [77] была составлена регистрационная карта золотоносности Карелии масштаба 1 : 500 000. На основе предварительного анализа единичных рудопроявлений и точек минерализации площади листов Q-36-XV, XVI отнесены к территориям с неясными перспективами.

Геофизическая изученность территории листа Q-36-XV, XVI довольно хорошая, хотя не вполне равномерная и равнозначная (рис. 1, 2, прил. 1).

масштаб 1:1 000 000

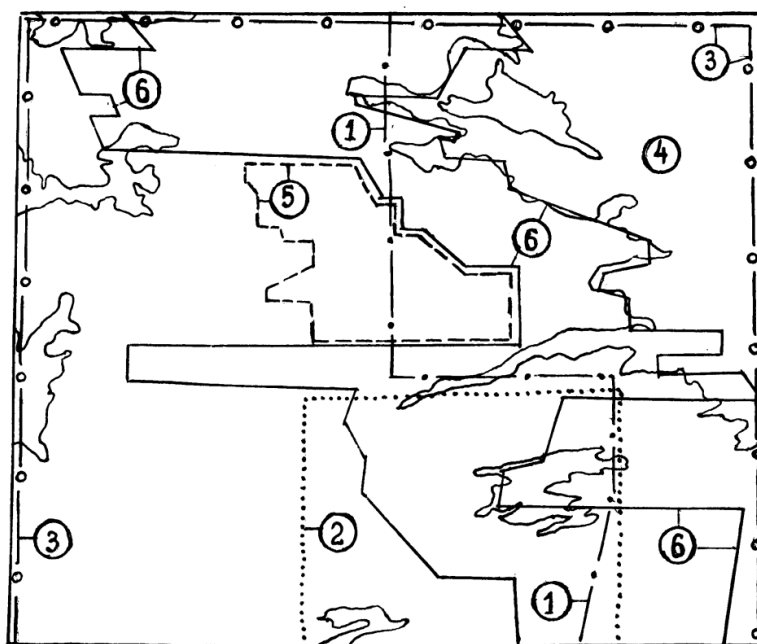


Рис. 1. Схема изученности аэромагнитной и аэрогамма-спектрометрической съемкой.

масштаб 1:1 000 000

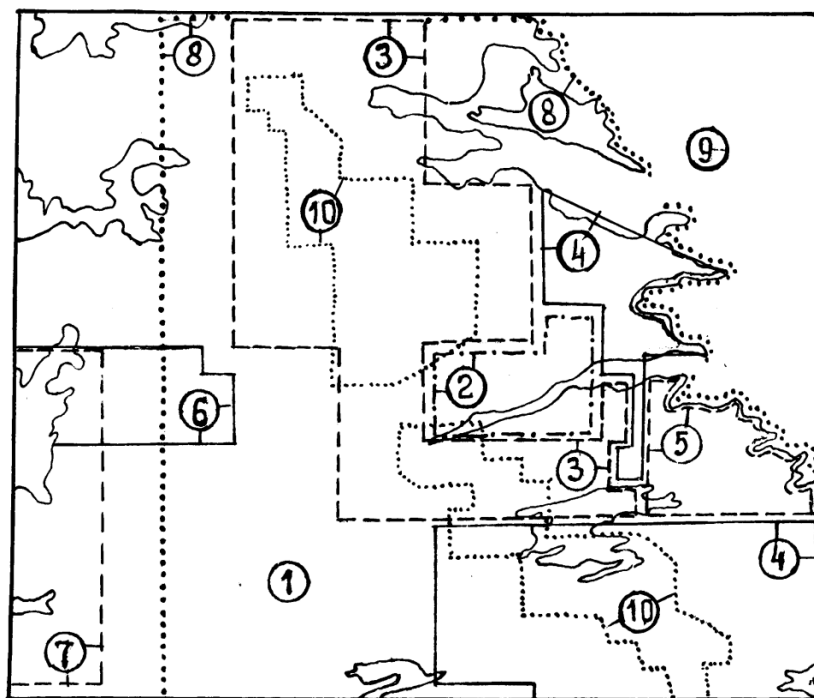


Рис. 2. Схема изученности гравиметрической съемкой и электроразведкой.

По состоянию на 01.01.1998 г. 50 % площади изучено современной АГСМ съемкой масштаба 1 : 25 000; вся остальная – старой (1966 г.) аэромагнитной съемкой (с γ -каналом) масштаба 1 : 25 000. Гравиметрической съемкой масштаба 1 : 50 000 покрыто 40 % территории, из них 30 % приходится на площадь развития продуктивных на слюду глиноземистых гнейсов лоухской толщи. На остальной территории проведена съемка масштаба 1 : 200 000. Все гравиметрические карты составлены по единой методике от единого уровня и полностью все съемки увязаны между собой. Почти на всю площадь листов кроме узкой полосы на западе Т. В. Вальной выполнено обобщение гравиметрических материалов и составлена сводная карта изолиний Δg масштаба 1 : 100 000. Кроме того в процессе работы по составлению Госгеолкарты-200 второго поколения Дмитриевым Д. Н. был подготовлен ряд обновленных сводных геофизических карт масштаба 1 : 200 000 на всю территорию составляемых листов: карта изолиний магнитного поля (ΔT)_а; карта аномалий силы тяжести Δg с учетом съемок масштаба 1 : 50 000; карта локальных магнитных аномалий (ΔT)_а; карта локальных аномалий Δg с различными радиусами осреднения и ряд других. Все они были использованы при составлении Госгеолкарты-200 второго поколения, а также для определения характера физических полей выделенных геологических комплексов и структур.

Территория листов обеспечена дистанционной основой ГК-200 по материалам космических снимков в двух диапазонах, а также более детальными масштаба 1 : 500 000–1 : 33 000 фотоснимками и фотосхемами на большую часть площади. Дешифрирование осуществлялось исполнителями работы и ведущим геологом ГПП «Севзапгеология» В. А. Ядутой. Использованы также результаты дешифрирования, выполненные в рамках ряда отчетов [71, 88, 93].

К моменту составления Госгеолкарты-200 листа Q-36-XV, XVI второго поколения, многие вопросы геологического строения территории оставались нерешенными или остро дискуссионными. В первую очередь это касается региональной структуры Северо-Западного Беломорья, последовательности образования беломорских толщ, их внутреннего строения, первичной природы слагающих их пород. В последние годы многие исследователи показали, что некоторые беломорские толщ, традиционно выделявшиеся как первично вулканогенно-осадочные, в действительности сложены преимущественно метаинтрузивными и ультраметагенными образованиями разного состава [5, 49, 67, 73, 80 и др.]. Однако на имеющихся картах предыдущих исследователей эта позиция отражения не нашла.

Одной из самых острых остается проблема возраста беломорского комплекса: является ли он нижнеархейским (саамским) или верхнеархейским (лопийским) в целом, либо представлен образованиями и того и другого возраста. Выделение нескольких разновозрастных групп ин-

трузивных образований кислого, среднего и основного–ультраосновного состава, также лишь фрагментарно осуществлено на картах предыдущих исследователей. Для лопийской Тикшеозерской структуры отсутствовала единая стратиграфическая схема, увязывающая детальные схемы, разработанные для отдельных участков. Не вполне определена была роль разнопорядковых разрывных нарушений в формировании структуры беломорид, не установлены время их заложения и кинематика.

Дискуссионность и неоднозначность многих вопросов геологического строения рассматриваемой площади послужили основанием для проведения редакционно-увязочных маршрутов на наиболее хорошо обнаженных и интересных в геологическом отношении опорных участках. Всего было проведено порядка 300 погонных км маршрутов, отвечающих масштабу 1 : 10 000–1 : 50 000 и охвативших практически все развитые здесь комплексы пород.

В результате анализа полученных материалов в совокупности с данными предыдущих исследователей авторами листов сделан ряд принципиально новых выводов о геологическом строении рассматриваемой территории, в соответствии с которыми переинтерпретированы имеющиеся по району картографические материалы при оптимальном учете их фактографической базы. Основные положения концепции, принятой и положенной в основу Госгеолкарт-200 нового поколения листов Q-36-XV, XVI, заключаются в следующем:

1. Существенно преобладающими в составе беломорид являются не осадочно-вулканогенные, а плутонические – метайнтрузивные и ультраметаморфогенные образования, что заставляет отказаться от принятого ранее единого стратиграфического подхода к их расчленению и картированию.

2. Значительная часть образований беломорид объединяется в ранне-позднеархейский беломорский плутоно-метаморфический комплекс с подразделением его на подкомплексы. Предполагается иная, по сравнению с принятой ранее, возрастная последовательность их образования.

3. Отрицается принимаемая ранее синклиновая или моноклиальная модели строения беломорид, которые не находят подтверждения в установленном пространственном размещении разновозрастных структурно-вещественных подразделений. Область развития беломорского плутоно-метаморфического комплекса на листах Q-36-XV, XVI вместе с более поздними интрузивными и ультраметаморфогенными образованиями рассматривается нами в составе обширного Беломорского подвижного пояса (БПП), сформировавшегося в процессе сложных и многоактных тектоно-метаморфических и плутонических процессов, протекавших в различных геодинамических обстановках в длительном временном интервале от раннего архея до конца раннего протерозоя.

4. В западной части территории выделяется Тикшеозерский зеленокаменный пояс (ЗКП) предположительно проторифтогенной природы, образовавшийся в позднеархейское время на континентальной коре Карельского кратона.

Составленная Госгеолкарта-200 листа Q-36-XV, XVI лишь в самых общих чертах увязана со смежными листами, поскольку последние выполнены в старых стратиграфических схемах и по детальности расчленения не соответствуют современному уровню изученности.

СТРАТИГРАФИЯ

На большей части территории листа Q-36-XV, XVI развиты архейские и протерозойские нестратифицируемые образования – породы беломорского плутоно-метаморфического комплекса и разновозрастные ультраметаморфогенные и интрузивные породы кислого, среднего, основного и ультраосновного составов.

Стратиграфические образования, занимающие около 25–30 % площади листа, в основном, представлены регионально метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами верхнего архея. Ими сложен Тикшеозерский зеленокаменный пояс Карельского кратона, Лоухский прогиб БПП и ряд небольших локальных структур, тяготеющих к зоне сочленения этих геотектонических областей. Они представлены различными по составу гнейсами, сланцами, реже – кристаллосланцами и амфиболитами, сохраняющими иногда реликтовые признаки первичных осадочных или вулканогенных пород. На основании особенностей разреза и данных изотопного возраста эти образования относятся к раннелопийским. Весьма ограниченно в западной части территории листа Q-36-XV в пределах Варалакшинской синклинали развиты раннепротерозойские сумийские вулканы и ятулийские осадки. В акваториальной части площади выделяются позднепротерозойские среднерифейские образования терской свиты, представленные красноцветными алевролитами и песчаниками. Коренные породы на большей части территории перекрыты маломощным, прерывистым чехлом верхнечетвертичных и голоценовых отложений.

ЛОПИЙСКАЯ (ВЕРХНЕАРХЕЙСКАЯ) ЭОНОТЕМА

НИЖНЕЛОПИЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Лоухская толща (LP₁h). Образования лоухской толщи развиты в Беломорском поясе и выполняют одноименный прогиб, заложенный на беломорском плутоно-метаморфическом комплексе. Общее северо-западное простираие Лоухского прогиба, который изначально представлял собой линейную троговую структуру, искажено наложенными дислокациями – субширотными складками и куполами, что определило его сложную конфигурацию. Кроме того образования лоухской толщи слагают небольшую Турковаарскую синклинальную структуру – эрозионный останец Лоухского прогиба.

Объем рассматриваемого стратиграфического подразделения соответствует лоухской толще беломорской серии, выделенной на Госгеолкарте-200 первого поколения, или чупинской свите, выделенной Е. П. Чуйкиной в ходе геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000. Последнее название широко используется во многих научно-исследовательских работах. Лоухская толща в связи с ее продуктивностью на промышленные мусковитовые пегматиты на всем своем протяжении изучена весьма детально: вся площадь ее развития покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 10 000, аэромагнитной масштаба 1 : 25 000 и гравиметрической масштаба 1 : 50 000. Кроме того, в разные годы проводились специализированные структурно-петрологические, литолого-стратиграфические и изотопно-геохронологические исследования образований этого подразделения [1, 2, 11, 16, 29, 38, 41, 42, 48, 52 и др.].

Строение лоухской толщи устанавливается как по разрезам многочисленных скважин, пробуренных на месторождениях, и подземным горным выработкам, так и по естественным обнажениям. Нижняя граница толщи с подстилающими ее образованиями хетоламбинского и котозерского подкомплексов беломорского плутоно-метаморфического комплекса обычно отчетливая и устанавливается по достаточно резкой смене ассоциаций пород. В плане она согласная, что связано со складчатостью, совместной с подстилающими образованиями в течение нескольких этапов деформации. Базальные образования нигде не сохранились. На значительном протяжении в южной половине площади граница трактуется как система надвигов с падением

плоскостей сместителей в южных и восточных румбах под углами 20–40°, реже – 50–60°. Верхняя граница лоухской толщи неизвестна, так как не сохранились перекрывающие ее породы.

Мощность толщи по геолого-геофизическим данным не превышает 1 500–2 000 м.

Толща сложена, в основном, глиноземистыми гранат-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми, двуслюдяными и биотитовыми гнейсами, чередующимися в разрезе с многочисленными маломощными (десятки метров–первые метры) пластовыми телами плагиоаплитов, плагиогранитов и апогабброидных ортоамфиболитов и кристаллосланцев, количество которых от участка к участку изменяется, составляя в среднем 25 % объема толщи. Наиболее распространенными являются средне-крупночешуйчатые разновидности глиноземистых гнейсов с четко выраженной мигматитовой полосчатостью, реже – порфиробластические, очковые или «свилеватые». Двуслюдяные гнейсы рассматриваются как бластомилониты (диафториты) по гранат-биотитовым и кианит-гранат-биотитовым гнейсам, развивающимся в зонах интенсивного рассланцевания. Гораздо реже встречаются тонко-среднезернистые, почти массивные, не мигматизированные или слабо мигматизированные гранат-(кианит)-биотитовые гнейсы, иногда сохраняющие тонкослоистую текстуру – так называемые «сухари». Они представляют собой реликты первичных пород толщи, в минимальной степени переработанные наложенными процессами, и, чаще всего слагают небольшие (десятки сантиметров–первые метры) линзообразные или пластообразные тела, заключенные в обычные средне-крупночешуйчатые, интенсивно мигматизированные гнейсы. Микроструктуры гнейсов гранобластические, порфиробластические, для обогащенных слюдой – лепидобластические. Границы между разновидностями гнейсов постепенные, отражающие, с одной стороны те метаморфические преобразования, которые претерпели эти породы, а с другой – возможно, первичные литологические и фациальные особенности толщи.

Наиболее ранний этап метаморфизма (ребольский) в породах толщи определяется как отвечающий субфации кианит-ортоклазовых гнейсов амфиболитовой фации. Ей отвечает ассоциация гранат (F=61–64 %)+биотит (F=29–31 %)+кианит+ортоклаз+кварц, образовавшаяся при T=655 °C и P=9,5 кбар [5] и характерная для «сухарей». Все последующие преобразования пород рассматриваются О. И. Володичевым как диафторические, происходившие последовательно в кианит-микроклиновой (селецкий этап) и кианит-мусковитовой (свекофеннский этап) субфациях фации альмандиновых амфиболитов. От этапа к этапу отмечается некоторое снижение температуры и давления в рамках кианит-силлиманитовой фациальной серии. При этом происходит изменение состава порообразующих минералов при сохранении основного парагенезиса.

На МАКС лоухской толще отвечает довольно четко выраженная полоса общего северо-западного направления с мелкопятнистым рисунком, обусловленным чередованием фототона с пятнами белого и темно-серого цвета. В ее пределах отмечается сочетание участков с концентрическизональным, дуговым и линейным рисунком структурных линий. Наиболее четкий концентрический рисунок соответствует купольным структурам, к которым приурочены месторождения мусковитовых пегматитов.

В физических полях рассматриваемая толща не имеет четкого выражения. На карте (ΔT)_a ей соответствуют слабоположительные или слабоотрицательные поля, обусловленные низкой в пределах (0–65)·10⁻⁶ СГС магнитной восприимчивостью гнейсов. На гравиметрической карте лоухская толща располагается на западном склоне региональной высокоинтенсивной гравинаномалии (так называемого Соловецкого максимума), где ей отвечает система слабоотрицательных, слабо- и среднеположительных локальных аномалий, преимущественно север-северо-западной ориентировки, что согласуется с плотностью слагающих толщу пород, находящейся в пределе 2,70–2,80 г/см³.

Проведенные в последние годы Е. В. Бибиковой изотопные исследования позволяют оценить возраст пород лоухской толщи 2 900–2 850 млн лет [1].

Гнейсы лоухской толщи предыдущими исследователями рассматривались, предположительно, как первично терригенные песчано-глинистые осадки. Допускалось присутствие среди них вулканитов среднего-кислого состава и даже преобразованных пород гранитоидного фундамента. Однако убедительный фактический материал и доказательства первичной природы глиноземистых гнейсов отсутствовали. В результате специализированных детальных литологических, петрографических и геохимических исследований последних лет [1] было установлено, что метаморфические породы лоухской толщи образовались по слабо дифференцированным грауваккам, варьирующим по составу от песчаников до алевролитов, источник сноса которых моделируется путем смешения трех компонентов: базиты – 55 %, тоналиты – 38 %, ультрабазиты – 7 %. Эти данные соответствуют представлениям, согласно которым размыту

подверглись образованию хетоламбинского ортоамфиболитового и котозерского мигматит-плагиогранитового подкомплексов беломорского комплекса, размыв которых и обеспечил указанный выше первоначальный состав лоухской толщи.

Характерной особенностью лоухских гнейсов является высокое, не свойственное породам подобного петрохимического состава, содержание Cr, Ni, V, Cu и Co [1]. Источником рудных компонентов из пород ближайшего окружения могут быть только породы ультрабазит-базитовой ассоциации хетоламбинского подкомплекса, обогащенность которых хромом, медью и никелем отмечалась В. С. Степановым [40]. Приведенные факты могут рассматриваться как дополнительное косвенное доказательство более позднего возраста лоухской толщи по отношению к беломорскому плутоно-метаморфическому комплексу, являющемуся для нее фундаментом. Структурная позиция лоухской толщи, залегающей с несогласием на беломорском фундаменте, ее терригенная природа и автономность внутреннего строения позволили выделить толщу глиноземистых гнейсов из состава саамско-лопийского беломорского плутоно-метаморфического комплекса и отнести к нижнелопийским стратиграфическим образованиям.

Верхнеархейские метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования, выделяемые в составе **тикшеозерской серии** нижнего лопия, локализируются, в основном, в пределах Тикшеозерского зеленокаменного пояса в западной части листа Q-36-XV. Полоса их развития протягивается с севера на юг от оз. Нотозера (Княжегубское водохранилище) до южной рамки листа и продолжается как в южном, так и в северо-западном направлении на территории смежных листов.

На Госгеолкарте-200 первого поколения эти образования также относились к тикшеозерской серии, подразделяемой на две свиты: нижнюю – ириней вараки и верхнюю челозерскую, для которых предполагалась флишоидная песчано-глинисто-мергелистая природа. До начала 1980-х годов разрез тикшеозерской серии рассматривался как существенно терригенный, кардинально отличный от других лопийских разрезов Карелии. В 1980–1990-е годы в результате работ, проведенных Институтом Геологии КНЦ РАН [15, 20, 35 и др.] с применением литологического и палеовулканологического методов изучения древних метаморфических комплексов, было установлено, что в разрезах Тикшеозерского ЗКП ведущую роль играют вулканогенные породы кислого, среднего, основного и частью ультраосновного состава при подчиненной роли терригенных и хемогенных осадков. Изученные разрезы тикшеозерской серии, в целом, вполне удовлетворительно коррелируются с разрезами контоксской и хаутаварской серий лопия Западной и Центральной Карелии. Снизу вверх выделяются: верхнеозерская (коматитит-базальтовая), хизоварская (риолит-дацитовая с осадками) и челозерская (базальтовая) свиты.

Общая мощность тикшеозерской серии по совокупности геолого-гравиметрических данных составляет не более 2–2,5 км в центральной части ЗКП, уменьшаясь до 1 000 м, а местами, возможно и до 500–200 м в южной наиболее эродированной его части.

Верхнеозерская свита (LP_{1vrrh}). Породы верхнеозерской свиты в виде полосы субмеридионального простирания пересекают всю западную часть планшета от лесоучастка Моша на северном берегу оз. Нотозера до пос. Сосновый и оз. Плотичного на юге. Они слагают нижние горизонты Ириногорской и Ивановогорской синклиналей, крылья Винчаозерской и Чернореченской антиклиналей, Шаниярвинский трог и Плотичноозерскую синформу.

Верхнеозерская свита сложена преимущественно разнообразными амфиболитами, сланцами, реже – кристаллосланцами, для которых по целому ряду таких признаков, как потоковое строение, реликты подушечных, агломератовых, миндалекаменных и слоистых текстур, бластофитовых, бластопорфировых или бластопсаммитовых структур устанавливается первичная вулканогенная и вулканогенно-осадочная природа.

Породы верхнеозерской свиты залегают на интенсивно мигматизированных плагиогранитах и гнейсо-плагиогранитах саамско-лопийского кестеньгского мигматит-плагиогранитового комплекса. Непосредственные контакты с фундаментом, как правило, скрыты четвертичными отложениями и только в редких случаях, в сближенных обнажениях юго-западнее р. Винча, к востоку от г. Пихтивара и на северном склоне г. Шариварака устанавливается, что контакты тектонизированы и подверглись поздней гранитизации. Базальные конгломераты нигде не наблюдались. Аналогичные соотношения нижнелопийских пород с гранитоидами фундамента устанавливаются в большинстве зеленокаменных поясов Карелии. Граница верхнеозерской свиты с перекрывающей ее хизоварской свитой выражена нечетко, в большинстве случаев является постепенной, обусловленной наличием в ее верхней части пачки тонкого переслаивания амфиболитов и амфиболсодержащих сланцев с гранат-кианит-биотитовыми, двуслюдяными и другими сланцами.

Видимая мощность верхнеозерской свиты в наиболее полных разрезах в центральной части структуры составляет 700–800 м, в южной части, в пределах Шаниярвинского трога и в районе

Магнетитовой Вараки она снижается до 500 м, местами – 200 м.

Состав пород и характер разреза на разных участках развития свиты имеют свои особенности. Наиболее представительные и сопоставимые между собой разрезы изучены в районе г. Ирингора, г. Иванова, г. Пихтивара и южных склонов г. Винча. В основании разреза здесь залегают гранатковые, гранат-полевошпатовые амфиболиты с редкими реликтами миндалекаменных текстур и признаками потокового строения и ассоциирующие с ними актинолит-тремолитовые, эпидот-амфиболовые, куммингтонит-антофиллитовые сланцы, иногда карбонатизированные. По химическому составу амфиболиты отвечают толеитовым базальтам, среди которых как отдельные разновидности выделяются ферробазальты. Сланцы по химизму варьируют от базальтовых и пироксенитовых до перидотитовых коматиитов [15]. В разрезе амфиболитов встречаются туфогенные прослои мощностью от нескольких сантиметров до 1 м и более, представленные ритмичнослоистыми амфиболовыми сланцами, и маломощные четкополосчатые горизонты силицитов. Мощность нижней коматиит-базальтовой части разреза достигает 350 м. Выше залегают переслаивающиеся между собой мелкозернистые биотитовые, гранат-биотитовые и амфибол-гранат-биотитовые сланцы с единичными прослоями полевошпатовых амфиболитов и биотит-гранат-полевошпатовых сланцев со стекловатым и афанитовым обликом с реликтовыми кварцевыми миндалинами. По химизму в этой части разреза преобладают андезиты, реже встречаются андезибазальты известково-щелочной серии. Мощность этой части разреза на разных участках колеблется от 100 до 400 м.

В районе озера Шаниярви и Магнетитовой Вараки в разрезе свиты преобладают гранат-полевошпатовые, диопсид-гранатковые амфиболиты, часто эпидот- и цоизитсодержащие. С ними переслаиваются и связаны тесными взаимными переходами гранат-биотитовые, гранат-биотит-кианитовые, кварц-мусковит-гранатковые сланцы и кианитсодержащие кварцитовидные породы. В районе Магнетитовой Вараки с амфиболитами ассоциируют грюнерит-гранатковые и магнетит-грюнеритовые сланцы с содержанием магнетита до 25 %. Породы этих участков относятся к нижней существенно базальтоидной части разреза, однако, в отличие от разрезов северной части ЗКП, характеризуются интенсивно проявленной гранитизацией и широким развитием процессов кальциевого метасоматоза и кислотного выщелачивания, сопровождающихся скаполитизацией и образованием лабрадор- и анортитсодержащих сланцев по амфиболитам. Мощность разрезов в этих структурах колеблется от 200–250 до 500 м.

Некоторыми особенностями, отличными от описанных выше участков, характеризуется разрез Плотичноозерской синформы. В основании его залегают гранат-диопсид-полевошпатовые, диопсид-гранатковые и скаполит-полевошпатовые амфиболиты тонкополосчатой и массивной текстуры. В амфиболитах встречаются согласные прослои биотитовых и биотит-амфиболовых плагиосланцев, в которых отмечается четко выраженная ритмичная слоистость и бластопсаммитовые структуры, что позволяет рассматривать их как метапесчаники и метатуфопесчаники. Мощность этих прослоев от 1,5 до 8 м. Верхняя часть разреза сложена мощной толщей скарно-подобных скаполит-гранат-диопсид-амфиболовых, диопсид-эпидот-амфиболовых, гранат-диопсид-амфиболовых, иногда карбонатсодержащих грубо- и тонкополосчатых кристаллосланцев с прослоями скаполитсодержащих амфиболитов. Судя по четкой выдержанности полосчатости и ритмичному чередованию грубых и тонких прослоев полосчатость, видимо, отражает первичную слоистость туфогенно-осадочной толщи. Видимая мощность разреза Плотичноозерской структуры не менее 800–1 000 м, однако, судя по высокоинтенсивной гравитационной аномалии, характеризующей эту структуру, мощность ее разреза может быть значительно больше.

Хизоварская свита (LP_1hz). Образования, относимые к хизоварской свите, выделены только в северной и центральной части Тикшеозерского ЗКП. Они слагают центральные части Ириногорской и Ивановагорской синклиналей и, предположительно, по геофизическим данным выделены восточнее г. Рябовара.

Среди пород свиты преобладают разнообразные сланцы по вулканогенным породам кислото, реже среднего состава при подчиненном количестве сланцев по осадочным породам. Наиболее широко развиты гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые, ставролит-гранат-кианитовые, двуслюдяные и подчиненно биотитовые и амфибол-биотитовые сланцы. Изредка встречаются прослои полевошпатовых амфиболитов. Среди сланцев довольно часто отмечаются графитсодержащие разновидности, как правило, сульфидизированные и горизонты хемогенных кремнистых и железисто-кремнистых пород. На ряде участков среди сланцев выделяются породы с хорошо сохранившимися первичными структурно-текстурными особенностями, которые позволяют определить их как агломератовые лапиллиевые туфы, лавы дацитов, слоистые и ленточные туфы, туфопесчаники, реже – кварцито-песчаники и туфоконгломераты.

Породы хизоварской свиты залегают согласно на метавулканитах верхнеозерской свиты.

Непосредственный контакт между ними вскрыт скважинами на западном берегу оз. Елового. Он проходит по зоне переслаивания мощностью около 4 м гранатовых амфиболитов с гранат-биотитовыми, двуслюдяными и биотит-плагиоклазовыми сланцами по кислым вулканитам. Верхняя граница хизоварской свиты с образованиями челозерской свиты устанавливается на южных склонах г. Ирингора. Она выражена довольно отчетливо и определяется сменой вверх по разрезу пачки переслаивания двуслюдяных и амфиболовых сланцев массивными гранатовыми амфиболитами и полосчатыми актинолит-тремолитовыми сланцами челозерской свиты. Мощность свиты варьирует в пределах 500–700 м.

Наиболее представительные, хорошо коррелирующиеся между собой разрезы свиты изучены на участках г. Винча–оз. Степаново, г. Ирингора и г. Иванова [15, 20]. В нижней части разреза залегают гранат-биотитовые, ставролит-гранат-биотитовые, двуслюдяные, гранат-ставролит-кианитовые, амфибол-биотитовые и углеродсодержащие сланцы. В сланцах наряду с однородными текстурами отмечаются четкополосчатые иногда ленточнослоистые и агломератовые, что позволяет считать их первоначально туфогенно-лавовой толщей. Выше этих пород залегают серовато-белые, иногда красновато-коричневые сливные фарфоровидные ставролит- или мусковитсодержащие хомогенные кварциты, наиболее мощный и выдержанный горизонт которых изучен на г. Винча [15]. Верхняя часть разреза представлена сланцами того же состава, но с явным преобладанием туфогенной составляющей – агломератовых, лапиллиевых литокристаллокластических туфов, туфопесчаников, реже – кварцитопесчаников.

На г. Винча разрез хизоварской свиты завершается пачкой полимиктовых туфоконгломератов, которые имеют постепенные переходы с агломератовыми туфами и, по-видимому, представляют единую вулканогенно-обломочную ассоциацию. Среди обломочного материала конгломератов преобладают хомогенные кварциты, иногда магнетитсодержащие и кислые вулканиты. В резко подчиненном количестве встречаются гальки плагиогранитов и жильного кварца [15].

По химизму вулканогенные породы хизоварской свиты варьируют от андезидацитов до риолитов, являются породами нормальной щелочности, калиево-натриевой серии и характеризуются высокой и весьма высокой глиноземистостью.

С образованиями хизоварской свиты ассоциирует бедное колчеданное оруденение с золотой и сурьмяно-мышьяковистой минерализацией.

Челозерская свита (LP, Cl). Образования челозерской свиты имеют ограниченное площадное распространение и развиты, в основном, в ядерных частях Ириногорской и, подчиненно, Ивановогорской синклиналей. Залегают они согласно на глиноземистых сланцах хизоварской свиты. Верхняя граница свиты не установлена, так как перекрывающие ее образования эродированы, однако, критерием ее нижнелопийского возраста является многократно установленный факт прорывания ее телами габброидов раннелопийского окуневогубского комплекса. Видимая мощность свиты 250–300 м.

Наиболее полные разрезы челозерской свиты изучены в районе г. Винча и Ирингоры. В нижней ее части залегают гранатовые амфиболиты по базальтам и андезибазальтам с мало-мощными горизонтами (от 2 до 10 м) актинолит-тремолитовых и карбонат-тремолитовых сланцев по базальтовым и пироксенитовым коматиитам. В средней части разреза преобладают гранатовые и цоизитсодержащие амфиболиты по толеитовым базальтам с реликтами шаровых и миндалекаменных текстур. Выше по разрезу залегают нечеткополосчатые гранат-полевошпатовые амфиболиты по андезибазальтам с горизонтами амфиболовых, хлорит-амфиболовых и цоизит-амфиболовых сланцев по туфам основного состава с единичными линзовидными прослоями туфоконгломератов.

Амфиболиты и сланцы челозерской свиты от аналогичных пород верхнеозерской свиты отличаются более слабой степенью мигматизации и вторичных изменений. По химизму они относятся к породам нормального ряда толеитовой и коматиитовой серий и только отдельные разновидности андезибазальтов и редко встречающихся андезитов принадлежат к известково-щелочной серии. По коэффициенту глиноземистости породы толеитовой и коматиитовой серий относятся к низко- и умеренноглиноземистым, а известково-щелочной серии – к высокоглиноземистым.

Прогрессивный метаморфизм пород тикшеозерской серии связан с завершающей стадией ребольского тектоно-магматического цикла и протекал в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций повышенных давлений ($P=7-8$ кбар) при $T=630-600$ °С. На свекофеннском этапе метаморфизма широкое развитие получили процессы метасоматоза щелочной и кислотной стадий, протекавшие при температуре до 500–550 °С и давлении до 5–6 кбар [44].

В региональных физических полях отдельные свиты тикшеозерской серии из-за близости их состава и петрофизических свойств, а также небольшой мощности не выделяются. Но в целом

образования тикшеозерской серии имеют достаточно четкое выражение в физических полях, надежно отличающее их от плутоно-метаморфических образований БПП. В поле $(\Delta T)_a$ им отвечают протяженные узкие системы линейных, в основном положительных аномалий интенсивностью от 0–100 до 1 000–2 000 нТл, реже – превышающей 2 000 нТл, разделяемых слабоотрицательными более или менее изометрическими полями, соответствующими выступам гранитоидного фундамента. Интенсивность аномалий определяется характерной высокой намагниченностью метавулканитов основного состава (до $(500–1\ 000) \cdot 10^{-6}$ СГС), преобладающих в разрезе серии, и меньшей – метавулканитов кислого–среднего состава (от 0 до $500 \cdot 10^{-6}$ СГС). Наиболее интенсивные аномалии связаны с магнетит-грюнеритовыми сланцами, зонами колчеданной минерализации и отчасти коматитами. В поле Δg площадям развития пород тикшеозерской серии соответствует линейная положительная слабоконтрастная аномалия интенсивностью от 1–2,5 до 4–6 мГал, являющаяся отражением достаточно высокой средней плотности пород, варьирующей в пределах 2,78–3,02 г/см³ и их сравнительно небольшой мощности.

На МАКС породы тикшеозерской серии, характеризующиеся в целом однотипными тектурными особенностями – хорошо выраженной метаморфической полосчатостью, иногда слоистостью, имеют линейно-полосчатый рисунок фотоизображения, на фоне которого иногда выделяются участки сочетания «мелкоштрихового» рисунка с незавершенным петлеобразным и мелкокольцевым.

КАРЕЛЬСКАЯ (НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ) ЭНОТЕМА

НИЖНЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРАТЕМА

Вулканогенные образования **сумийского надгоризонта** в пределах листа Q-36-XV впервые были выделены в районе губы Варалакша на восточном берегу оз. Тикшеозеро В. И. Коросовым [19]. На Госгеолкарте-200 первого поколения этот комплекс пород входил в состав челоозерской свиты тикшеозерской серии.

К визаварской свите сумийские образования района губы Варалакша отнесены в соответствии с Карельской серийной легендой 1998 г. [73].

Визаварская свита (KR_1^1vz). На рассматриваемой территории осадочно-вулканогенные образования визаварской свиты слагают небольшую Варалакшинскую синклинали, являющуюся юго-восточным окончанием Кукаозерского синклинория. Они с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на метавулканитах верхнеозерской свиты нижнего лопия, а также на саамско-лопийских и лопийских гранитоидах.

Разрез визаварской свиты, характер ее нижней и верхней границ изучены на западном и северном склонах горы с отметкой 166 м на южном берегу губы Варалакша. В основании разреза свиты на коре выветривания позднелопийских микроклин-плагиоклазовых гранитов залегают пачка хлорит-биотит-мусковитовых сланцев, в нижней части которой отмечается скопление мелких обломков и галек выветрелых гранитов и жильного кварца. Вверх по разрезу сланцы сменяются переслаиванием аркозовых песчаников и серицитовых кварцитов с горизонтальной слоистостью и затем – прослоем белых сливных кварцитов. Общая мощность осадочной пачки – 15 м. На кварцитах залегают мелкозернистые амфиболиты по плагиоклазовым порфирирам, по химическому составу отвечающие андезибазальтам. Верхнюю часть разреза свиты слагает мощная толща метавулканитов андезибазальтового и базальтового составов, состоящая не менее чем из 20 потоков [19]. В составе толщи выделяются миндалекаменные, пенные андезибазальты и плагиопорфириды, лавобрекчии и маломощные до 2 м горизонты слоистых туфов основного состава. Мощность вулканогенной части разреза не менее 200 м, а общая мощность свиты составляет ~250 м.

Верхняя граница визаварской свиты выражена довольно четко и фиксируется налеганием на основные вулканиты со стратиграфическим несогласием пачки кварцитов и кварцито-песчаников с кварцевыми конгломератами и гравелитами в основании, относящихся к кукаозерской свите ятулийского надгоризонта.

Плотность вулканитов визаварской свиты составляет 2,83–2,92 г/см³, то есть является более низкой по сравнению с близкими по составу вулканитами лопия, что объясняется более высокой газонасыщенностью сумийских лав и преобладанием среди них миндалекаменных и пенных разновидностей. В гравиметрическом поле площади развития визаварской свиты отвечает локальная изометрическая положительная аномалия интенсивностью от 8 до 14 мГал, переходящая к северо-западу в линейную слаболожительную. Интенсивность южной части аномалии создается суммарным эффектом мощности визаварской и подстилающей ее верхнеозерской свит, а также высокой плотностью вулканогенных пород. Снижение интенсивности ано-

малии в северо-западном направлении связано с залеганием пород визаварской свиты этой части Варалакшинской синклинали на гранитоидах фундамента. Вулканиды визаварской свиты практически немагнитны, в связи с чем, на карте (ΔT)_a им отвечает нормальное магнитное поле.

По геохимическим характеристикам среди вулканидов визаварской свиты преобладают андезибазальты нормального ряда калиево-натриевой серии с умеренной глиноземистостью.

Породы визаварской свиты метаморфизованы, в основном, в условиях фации зеленых сланцев и только в северной трогообразной части Варалакшинской структуры и вблизи разрывных нарушений в ее мульдообразной части степень метаморфизма увеличивается до эпидот-амфиболитовой фации, сопровождаясь значительными метасоматическими преобразованиями с возникновением зон пропицитов и амфиболового порфиробластеза. Повышение метаморфизма в приразломных зонах связано с периодом свекофеннского метаморфизма [44].

Заклучение о сумийском возрасте пород визаварской свиты при отсутствии изотопных датировок в пределах данного листа основывается на совокупности геологических данных. Породы свиты со стратиграфическим и угловым несогласием залегают на ранне- и позднелопийских плутонических и осадочно-вулканогенных породах. В основании разреза визаварской свиты развита кора выветривания по позднелопийским гранитоидам. Верхний возрастной предел формирования пород свиты определяется прорыванием верхней вулканогенной части разреза сумийскими плагиомикроклиновыми гранитами нуоруненского гранитового комплекса.

Терригенные образования **ятулийского надгоризонта** на территории листа Q-36-XV до недавнего времени были неизвестны. Впервые пачка кварцитов и кварцито-песчаников была выделена В. И. Коросовым в районе губы Варалакша на восточном берегу оз. Тикшеозера [19]. В соответствии с Карельской СЛ (1998 г.) [73] эти терригенные образования отнесены к нижней подсвете кукаозерской свиты **янгозерского горизонта** ятулийского надгоризонта.

Кукаозерская свита. *Нижняя подсвета* ($KR_1^3kk_1$). В пределах листа Q-36-XV породы кукаозерской свиты развиты на очень незначительной площади в ядре Варалакшинской синклинали в виде узкой полосы шириной 50–70 м, в связи с чем, на геологической карте площадь ее распространения показана внемасштабным контуром.

Породы кукаозерской свиты со стратиграфическим перерывом залегают на андезибазальтах визаварской свиты сумия. Нижняя граница свиты фиксируется кварцевыми гравелитами, местами переходящими в мелкогалечные конгломераты, на которых залегает пачка ритмичного переслаивания полевошпатовых гематитсодержащих кварцито-песчаников, кварцитов и серицитовых сланцев. Породы характеризуются четко выраженной горизонтальной слоистостью с косослоистыми сериями в нижней части разреза. Образований, перекрывающих породы нижней подсветы кукаозерской свиты в пределах листа, не установлено, однако на листе Q-36-XIV на продолжении Варалакшинской синклинали в районе оз. Кукаозера осадки нижней подсветы перекрываются вулканидами верхней подсветы [71].

Породы кукаозерской свиты характеризуются хорошей сохранностью первичных текстурных и структурных особенностей, отражающих условия накопления осадков в прибрежно-морской мелководной среде. Степень метаморфизма пород соответствует хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

Заклучение о ятулийском возрасте пород кукаозерской свиты основывается на аналогии с разрезами подобных образований в районе оз. Кукаозера, структурном единстве осадочных горизонтов в разрезе Кукаозерского синклинория и специфике вещественного состава нижних горизонтов ятулийских осадков, заключающейся в наличии примеси мелкого гематита в цементе кварцито-песчаников.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Терская свита (RF_2tr). Среднерифейские образования развиты в северо-восточной части листа Q-36-XVI в пределах акватории Кандалакшского залива Белого моря, где они приурочены к юго-западному крылу Кандалакшского грабена. Они были выделены при проведении специальных геолого-геофизических исследований дна Белого моря [57]. Установлено, что они представлены преимущественно красноцветными песчаниками и алевролитами, аналогичными развитым на Терском берегу Белого моря, где они относятся к терской свите среднего рифея и подразделяются на подсветы [87]. Из-за ограниченности фактического материала по акватории терская свита на карте листа Q-36-XVI дается как нерасчлененная.

Терригенные породы терской свиты с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на ортоамфиболитах хетоламбинского и плагиогранитоидах котозерского подкомплексов бе-

ломорского плутоно-метаморфического комплекса, обрамляющего их с юга, юго-запада и образующего выступ фундамента в районе островов Средние Луды. По сейсмоакустическим данным устанавливается крутое падение осадков на юго-западном крыле грабена, достигающее 60–70° и быстрое их выполаживание до 5–15° по направлению к осевой части грабена.

Мощность отложений рифея в пределах листа по данным сейсмоакустического профилирования составляет не менее 100 м.

ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения прерывистым чехлом покрывают большую часть территории. Мощности их невелика и составляет в среднем 5–10 м, местами достигая 20–25 м. Расчленение четвертичных образований произведено в соответствии с легендой Карельской серии листов Государственной геологической карты четвертичных отложений Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (1998 г.), в основу которой положена региональная унифицированная стратиграфическая схема четвертичных отложений севера и северо-запада Восточно-Европейской платформы, утвержденная МСК в 1984 г. В пределах территории листа четвертичные образования представлены осадками плейстоцена (верхнего звена неоплейстоцена) и голоцена.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Верхнее звено

Валдайский надгоризонт. Ленинградский горизонт. *Морские отложения (mllln?)* имеют локальное распространение и представлены серо-голубыми глинами, мелкозернистыми светло-серыми песками и супесями. Отложения вскрыты поисковыми канавами. На северном склоне Левиной горы глины мощностью 0,6 м залегают на площадке с абс. высотой 60 м [65]. В межгорном понижении в районе губы Степановой оз. Тикшозеро [37] пески и супеси мощностью 1 м залегают на абс. высоте 110 м. Глины, пески и супеси содержат комплекс диатомовой флоры: *Opephora martyi* Herib., *O. martyi* var. *amphioxys* Poretzky, *Diploneis smithii* var. *rhombica* Mer., *D. stroemii* Hust., *Synedra tabulata* (Ag.) Kutz., *Navicula latissima* Greg. и фауны *Mytilus edulis* L., что (определения Г. Ц. Лак и М. А. Лавровой) свидетельствует об их морском происхождении. Они залегают на коренных породах и перекрываются мореной осташковского горизонта, что позволяет условно отнести эти образования к ленинградскому межледниковью.

Осташковский горизонт. *Ледниковые отложения (glllos)* осташковского горизонта залегают с поверхности, широко распространены [45] и представлены песчаной, реже супесчаной мореной. Подстилается морена кристаллическими породами архея и протерозоя, местами – осадками ленинградского (?) горизонта. Перекрывается она водно-ледниковыми осадками, торфяниками, местами ледниково-морскими, морскими и озерными отложениями. Мощности морены непостоянна. На вершинах и крутых склонах варак морена обычно отсутствует или имеет мощность от 0,3 до 3 м. На пологих склонах и в депрессиях мощность ее составляет 5–20 м. Представлена морена несортированными разнозернистыми пылеватыми песками серого, иногда, серо- и желто-бурого цвета, супесями, реже – суглинками с галькой и валунами [51], количество которых составляет 5–10 %. В составе валунов преобладают местные породы: биотитовые гнейсы, гнейсограниты, амфиболиты и слюдястые сланцы. Распределение валунов, как в самой морене, так и на ее поверхности неравномерно: местами (р-н рудника Плотина) в ее разрезах наблюдается большое количество крупных валунов, иногда они практически отсутствуют. Размеры валунов колеблются в значительных пределах от 0,5–2 до 5–10 м в диаметре. В морене часто наблюдается некоторая сортированность и слабовыраженная слоистость песков. С поверхности морена в основном песчаная, супеси и суглинки присутствуют в нижних слоях разреза. Это связано с ее перемывом водами поздне- и послеледниковых морских бассейнов. На МАКС морена имеет крупно- и мелкопятнистую структуру фотоизображения серого и темно-серого цвета.

Флювиогляциальные отложения (flllos) представлены косослоистыми разнозернистыми серыми и желто-бурыми песками, галечниками, песчано-гравийным и галечно-валунным мате-

риалом. Залегают они на морене, слагают озы и сопровождающие их небольшие зандровые поля и шлейфы. Развиты флювиогляциальные отложения между оз. Нольозером и Верх. Нильмозером, северо-западнее д. Черная речка, между оз. Аштахма и Большое Северное и в др. местах. Мощность осадков колеблется от 2 до 25 м. Размер и форма озоев различны. Самым крупным является Нильмозерский оз протяженностью до 25 км, высотой 20–25 м со значительной крутизной склонов. Он обладает наиболее сложным, разнообразным строением. На МАКС флювиогляциальные отложения имеют мелкопятнистый и мелкоточечный рисунок с чередованием светло-серого и серого тонов, для озоев характерна вытянутая форма того же фотоизображения.

Озерно-ледниковые отложения (lglllos) представлены мелкозернистыми слоистыми серыми песками с гравием и галькой с прослоями супесей, суглинков и залегают на ледниковых осадках. Они слагают единичные камы и камовые комплексы, которые часто соседствуют с озоев и развиты в районе Нольозера, Ниж. Нильмозера, Лоухского озера, оз. Бол. Северное, д. Черная речка. Мощность отложений от 3 до 15 м. На МАКС камовые холмы дешифрируются по характерным формам и мелкопятнистому рисунку фотоизображения серого цвета.

Кандалакшские ледниково-морские отложения (mglllknd) приурочены к акватории Кандалакшского залива [76] и залегают на осташковской морене. Местами ледниково-морские отложения перекрываются морскими соловецкими осадками. Ледниково-морские отложения включают различные по литологии осадки, накопление которых происходило в приледниковых бассейнах. Представлены эти отложения толщей пепельно-серых песчанистых алевроглин с характерной ленточноподобной слоистостью. Слоистые глины местами фациально замещаются монотонными серыми песчанистыми глинами. Содержание песка и грубообломочного материала убывает вверх по разрезу. Общая мощность отложений обычно составляет первые метры, но может достигать и 15–20 м и более. Возраст отложений определен по данным палинологического анализа. В описываемых осадках Е. А. Спиридоновой было выделено три горизонта с преобладанием в составе спорово-пыльцевых спектров перигляциальных элементов флоры, которые разделены двумя толщами с преобладанием древесной пыльцы, главным образом сосны и ели, что позволило сопоставить их со стадиями раннего, среднего и позднего дриаса и межстадиями беллинг и аллеред [78].

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Морские отложения трансгрессии портландия (mlll-Hpt), развитые вдоль южного берега оз. Тикшозеро и в районе, окружающим оз. Аштахма, залегают на осташковской морене. Осадки представлены серо-голубыми глинами, которые залегают с поверхности на абс. высотах 100–120 м. Вскрытая мощность отложений – 4–5 м. На сопредельной площади имеется их полный разрез и данные палинологических анализов, полученные в результате геологосъемочных работ, проводимых С. Ф. Ключиным в 1987 г. Мощность глин достигает 10 м. Вблизи поверхности глины обычно сухие, вязкие с глубиной становятся более пластичными. В толще однородных неслоистых глин местами наблюдаются участки тонкогоризонтальнослоистых осадков типа ленточных глин и алевролитов, что обнаруживает их сходство с ледниково-морскими глинами Белого моря. Постоянное присутствие в составе спорово-пыльцевых спектров пыльцы галофитов из семейства маревых и наличие диатомей смешанного состава свидетельствуют о формировании осадков в морском заливе типа эстуария. Максимальное количество морских видов отмечено на глубине 4 м. Рисунок фотоизображения на МАКС мелкозернистый, иногда полосчатый, серого цвета.

Морские перлювиальные отложения (mplll-H) развиты в пределах шельфа Кандалакшского залива [78] на ледниковых и ледниково-морских осадках на абс. высотах 0–20 м. В составе спорово-пыльцевых спектров доминирует пыльца древесных растений, особенно сосна. Они сформировались за счет преобразования ранее отложенных осадков и выноса из них мелкозернистых осадков, бронирующих морское дно от дальнейшего размыва. Представлены перлювиальные отложения песчано-гравийно-валунным материалом. Мощность их обычно составляет 30–50 см и не превышает 1 м.

Элювиально-делювиальные отложения (edlll-H) приурочены к склонам и подножию наиболее высоких возвышенностей, сложенных кристаллическими породами. Отложения представлены крупно-глыбовыми россыпями, состоящими из глыб сланцев, амфиболитов, биотитовых гнейсов размером от 0,5 до 3–4 м и щебнем с дресвой того же состава. Эти отложения перекрывают коренные породы, и процесс их развития активно продолжается и в настоящее время. Мощность элювиально-делювиальных отложений от 1 до 5 м. На МАКС они имеют четкий

мелкопятнистый рисунок с чередованием светло- и темно-серого цвета.

ГОЛОЦЕН

Соловецкие морские нефелоидные отложения трансгрессии остреа и тривия ($mH^{2+3}sl$) развиты в пределах акватории Кандалакшского залива [76] и залегают на ледниково-морских осадках. Представлены они алевролитами и алевропелитами зеленовато-серыми с постоянным присутствием морских моллюсков. Накопление осадков происходило в течение среднего и позднего голоцена. Возраст морских осадков определен по данным палинологического анализа. Спорово-пыльцевые спектры характеризуются преобладанием древесных компонентов, а смена доминантов в них позволила выделить атлантические, суббореальные и субатлантические слои голоцена [78]. Средняя мощность их 5–7 м, во впадинах она увеличивается до 20 м и более.

Морские отложения (mH) занимают небольшие площади вдоль Чупинской, Ругозерской губ, по берегам островов Кандалакшского залива. Они залегают обычно на размытой морене, реже – на кристаллических породах. Представлены осадки горизонтальнослоистыми разнозернистыми светло-серыми песками, иногда с валунами и галькой, серыми глинами и супесями, местами с линзами ракушечника, состоящего преимущественно из *Mytilus edulis* L. и единичных *Littorina littorea* L., *L. rudis* Mat. и большого количества *Yoldia arctica* L. (определение М. А. Лавровой) [36]. Мощность глин 1–8 м, песков – 1–12 м. Мощность образований не превышает 20 м. На МАКС глины имеют мелкоточечный и полосчатый рисунок фотоизображения светло-серого и серого цвета.

Озерные отложения (lH) имеют ограниченное распространение и из-за небольших площадей часто в масштабе не выражаются. Залегают они на морене. Развиты осадки по берегам озер Лоухское, Бол. Воронское, Верх. Пулонгское, Верх. и Ниж. Котозеро, Нользеро и др. В их составе преобладают слоистые мелкозернистые светло-серые и светло-желтые пески с гравием и галькой, реже – супеси и глины мощностью 2–5 м. Наибольшую площадь развития озерные отложения занимают в районе пос. Лоухи, где они представлены серыми глинами с прослоями и линзами глинистых песков и перекрыты с поверхности торфяниками, содержащими по данным Г. С. Биске хорошо выраженный комплекс пресноводных диатомовых водорослей из рек: *Eunotica*, *Pinnularia* и др. (определение М. А. Лавровой). Состав спорово-пыльцевых спектров характеризуется преобладанием пыльцы сосны (50–80 %), значительным содержанием березы (20–30 %) и ели (6–18 %), единичными широколиственными. Мощность глин достигает 7 м. На дне некоторых озер, например, оз. Ряпукс, Бедное и Ниж. Котозеро, а также на их берегах под торфом известны образования диатомита. Они подстилаются глинами, реже – песками. Мощность диатомита составляет 0,2–2,6 м. Озерные отложения на МАКС имеют рисунок мелкозернистый темновато-серого и серого тона.

Палюстринные (биогенные) отложения (plH) представлены торфом и имеют довольно широкое распространение, особенно в районе оз. Аштахма, Большое Еловое, между Чупинской губой и р. Кереть, южнее оз. Нигрозеро и оз. Белое. Встречаются они и во многих других местах в виде небольших низинных, переходных, верховых болот и подстилаются ледниковыми, морскими, озерными отложениями. По составу торф гипново-осоковый и сфагновый слаборазложившийся. Мощность торфа от 0,5 до 5 м. На МАКС торф имеет рисунок фотоизображения типа ряби с общим светло-серым тоном.

Аллювиальные отложения (aH) имеют очень ограниченное распространение. Они развиты в долинах наиболее крупных рек, таких как Кереть, Елеть, где слагают пойменные террасы и отмели в руслах рек. В составе аллювия преобладают косослоистые пески с гравием, галькой и валунно-галечными отложениями. Мощность его невелика и составляет 0,5–2 м. На МАКС аллювиальные отложения дешифрируются по принадлежности к речным долинам. Рисунок фотоизображения может быть различным.

ЛИТОЛОГИЯ СОВРЕМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОВЕРХНОСТИ ДНА АКВАТОРИИ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА

Донные отложения Кандалакшского залива представлены широким набором литотипов: от валунов до пелитов. Распределение их контролируется в первую очередь рельефом, а также гидродинамическим режимом, что находит свое отражение в фациальной зональности. Состав поверхностных осадков исключительно терригенный, так как в условиях субполярного климата биогенная седиментация подавлена, а холодные воды с резким недонасыщением карбонатами и кремнеземом приводят к растворению карбонатных скелетов и диатомовых на ранних

стадиях диагенеза.

Валунно-галечные отложения (ВГ) на описываемой площади развиты относительно мало и формируют локальные поля, четко связанные с подводными поднятиями либо с подводным береговым склоном. В открытой части залива описываемыми отложениями покрыты отдельные поднятия с глубинами менее 40 м. Они представлены как сомкнутыми полями слабоокатанных валунов размером до 1–1,5 м, так и чередованием валунов с участками, покрытыми гравийно-галечными осадками и даже грубозернистыми несортированными песками. В петрографическом отношении валуны представлены исключительно обломками кристаллических пород. В береговой зоне, в местах непосредственного подхода кристаллических пород к берегу, развиты сплошные валунники. Они обычно имеют сглаженный характер и совершенно чистые, что связано с активными гидродинамическими процессами. Валуны развиты в интервале глубин 0–5 м, ниже они сменяются существенно галечными осадками. Происхождение описываемых осадков связано с процессами размыва морского дна, как современными, так и более ранними при более низком уровне моря. Они возникли преимущественно за счет размыва морены и образуют бронирующий покров «реликтовых образований», предохраняющий ее от дальнейшего размыва.

Гравийно-галечные отложения (ГГр) связаны тесными фаціальными переходами с валунно-галечными и занимают понижения в кровле размываемой морены. В береговой зоне гравийно-галечные отложения занимают интервал глубин от 3 до 10 м. В петрографическом составе преобладают обломки гранитогнейсов, реже – основных магматических пород. Сортировка осадков плохая, местами они присыпаны крупнозернистыми песками. Описываемые осадки служат субстратом для развития водорослей ламинарии. Как и валунно-галечные отложения описываемые осадки представлены перлювиальными фациями и сформировались за счет размыва моренных отложений.

Пески с галькой и гравием ([Г,Гр]П) являются одним из наиболее распространенных литотипов осадков в описываемом районе. Они покрывают выровненные поверхности подводных поднятий в открытой части залива в интервале глубин 20–70 м. Обширные поля таких осадков развиты в северной части листа на поднятии островов Средние, к востоку от мыса Кузовецкий. Кроме того, несортированные пески с галькой и гравием, в значительной степени заиленные, развиты по периферии внутренних губ в интервале глубин 2–10 м. Описываемые осадки отличаются очень пестрым составом, мощность их невелика, обычно составляет 5–10 см, реже достигая 50–100 см. Гранулометрический состав характеризуется крайне плохой сортировкой, присутствием практически всех песчаных фракций. При этом медианный размер песков, а также количество примеси грубообломочного материала обнаруживает тесную связь с глубиной эрозионного среза ледниково-морских отложений: чем более стратиграфически нижние отложения вскрываются на поверхности дна, тем более грубозернистый состав характерен для поверхностных отложений. Это обстоятельство, а также заметно возрастающая примесь глинистых частиц вниз по интервалу подтверждают первично гипергенный генезис песчано-галечных отложений. В настоящее время описываемые осадки находятся в хорошо аэрируемой зоне, вследствие чего в поверхностном слое происходит интенсивное перераспределение железа. Это находит отражение как в полосах диагенетического ожелезнения по нижнему контакту песков, так и в появлении железистых оторочек по периметру гальки и валунов на границе «дно–вода». Содержание тяжелых минералов в песках зависит от их крупности, но в среднем составляет 3–5 % (валовый выход). В минеральном составе преобладают наиболее тяжелые минералы: магнетит, ильменит и др., резко возрастает отношение гранат/амфибол, свидетельствующее о преобладании процессов размыва в формировании осадка.

Пески пользуются незначительным распространением на описываемой площади. Выделяются две разности: крупно-среднезернистые и мелкозернистые.

Крупно-среднезернистые пески (ПКс) связаны тесными фаціальными переходами с полями разнозернистых песков с галькой. Они залегают на глубинах 20–30 м, либо покрывают склоны крупных моренных поднятий. Формирование этих отложений связано с зонами периодического воздействия на дно интенсивных волнений или непериодических течений. В результате произошла перестройка первичных перлювиальных отложений, увеличение мощности песков, улучшение их сортировки. При этом преобладающими являются средне- и крупнопсаммитовые фракции. Пески полимиктовые. Легкая подфракция их состоит из обломков пород, кварца, полевых шпатов и мусковита с примесью биотита, скаполита, хлорита и флюорита. Тяжелая подфракция составляет 5–8 % от веса осадка, а состав ее имеет ярко выраженную эпидот-пироксен-гранат-амфиболовую ассоциацию (более 90 % веса тяжелой подфракции). Кроме того, в состав тяжелой подфракции входят также сфен, дистен, силлиманит, ставролит, андалузит, анатаз, циркон, рутил, турмалин, монацит, везувиан, хлорит, шпинель, шеелит и др.

Мелкозернистые пески (ПМ) развиты преимущественно вдоль берегов на глубинах до 10 м, чаще – до 3–5 м. Они приурочены преимущественно к вогнутым участкам побережья и практически всегда отделены от зоны накопления тонких осадков полосой грубообломочных отложений. Мощность их может достигать первых метров. Сами пески хорошо сортированы, имеют кварц-полевошпатовый состав. Характерно очень высокое содержание (до 30–40 % от веса осадка) тяжелых минералов, большинство из которых концентрируется в мелкопесчаной фракции. При сохранении пироксен-эпидот-гранат-амфиболитовой ассоциации по сравнению с крупнозернистыми песками заметно возрастает роль амфиболита, а среди тяжелых минералов значительную роль начинают играть рудные минералы: ильменит, рутил, хромит, перовскит. По своему генезису большинство мелкозернистых песков относится к отложениям волнового генезиса.

Алевро-глинистые пески (ПА) и песчано-глинистые алевриты (ППЛА) имеют крайне ограниченное распространение и развиты преимущественно в верхней части склона глубоководной впадины Белого моря. Пределы глубин – 60–80 м. Осадки не сортированы, характеризуются присутствием двух модальных фракций: тонкосаммитовой и алеврит-крупнопелитовой, которые в сумме составляют более 70 % от веса осадка. Наряду с этим постоянно присутствует примесь крупного песка и отдельных обломков гравийной и галечной размерности.

Песчаные и глинистые алевриты (АП) покрывают либо склон глубоководной Кандалакшской впадины (80–150 м), либо склоны впадин в шхерном районе (20–30 м). Кроме того, они покрывают дно в крутых частях фиордов Карельского берега. В частности, этими осадками покрыта поверхность осушки в районе Чупы. С этими осадками связано активное развитие донного бентоса (капполитов). Осадки плотные серые с зеленоватым оттенком. Сортировка осадков плохая, отмечается примесь песчаного материала. Песчаные и глинистые алевриты на описываемой площади пользуются локальным распространением. Они развиты в виде узких полос у подножья глубоководной впадины Кандалакшского залива (в интервале глубин 100–150 м).

Пелиты и алевропелиты (ПЛА) являются одним из наиболее распространенных типов осадков на дне Кандалакшского залива. Они слагают типичные нефелоидные фации, покрывающие дно глубоководной впадины, начиная с изобаты 100–120 м. Осадки текучие зеленовато-серого цвета, с поверхности – «пушистые» с четко выраженной зоной окисления. Отмечаются отдельные обломки полурастворившихся раковин морских моллюсков. Гранулометрические распределения глинистых осадков достаточно широкие, в них всегда отмечается примесь песка (до 5 %), связанная с ледовым разносом. Характерно, что описываемые осадки характеризуются значительной мощностью (местами более 10 м). Второй зоной накопления аналогичных осадков являются внутренние губы и фьорды. В отличие от первого литотипа их мелководные аналоги (пределы глубин 5–30 м) отличаются более плохой сортировкой и постоянным значительным присутствием песчаных и алевритовых частиц. В губах нередко граница окислительно-восстановительного потенциала находится в воде, и в придонных водах развиваются условия стагнации. Соответственно цвет осадков становится черным или синим, отмечается резкий гнилостный запах. Эти зоны практически лишены бентоса. Мощность илов сильно варьирует и обычно составляет 1–3 м. Выход тяжелой подфракции очень низкий из-за незначительного содержания песчаной фракции и обычно не превышает 1 %. В ее составе абсолютно преобладают амфиболы. В легкой фракции из кластогенных минералов ведущим является кварц. Минеральный состав глинистой фракции описываемых осадков обычно представлен механической смесью гидрослюд и хлорита, а также тонкодисперсных терригенных минералов: кварца, полевых шпатов и даже амфибола. Карбонатность осадков близка к нулю. Среднее содержание аморфного кремнезема составляет 1–1,2 %, органического углерода – 2–2,3 %. Максимальные содержания последнего установлены в осадках губ ($C_{орг.}$ – до 4 %).

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

Плутонические и метаморфические образования охватывают большую часть площади листа Q-36-XV, XVI. Они представлены ультраметаморфогенными, интрузивными, а также специфическими плутоно-метаморфическими комплексами, формирующимися в широком возрастном диапазоне: от архея до палеозоя. Состав их также широко варьирует от ультрамафитов до лейкогранитов и пегматитов. Преобладающим развитием как в БПП, так и в Северо-Карельской СФЗ пользуются позднеархейские комплексы и более ограниченно представлены раннепротерозойские, узлокальное развитие имеют раннеархейские и палеозойские плутонические образования.

СААМСКИЕ (РАННЕАРХЕЙСКИЕ) ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Раннеархейские плутониты представлены **пяозерским диорит-эндербит-тоналитовым комплексом (δSMp)**, выделенным по материалам А. М. Корнюшина и др. [71] и В. А. Коншина [17]. Он развит на крайнем юго-западе территории в субмеридиональной полосе шириной 2–2,5 км, продолжающейся к югу и северо-западу на смежные территории. Структурно она является частью Пяозерского блока гранитоидов фундамента, наименее измененных процессами гранитизации и калиевого метасоматоза.

Основными породами пяозерского комплекса являются диориты, эндербиты и тоналиты, в которых в виде небольших жильных и неправильной формы тел присутствуют чарнокиты. В качестве немногочисленных ксенолитов отмечаются габбронориты и двупироксеновые амфиболиты. По направлению к востоку происходит нарастание степени мигматизации пород плагио- и плагиомикроклиновым гранитным материалом и постепенный переход их к мигматит-плагиогранитам кестеньгского комплекса.

Наименее измененные породы комплекса характеризуются массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой, частым присутствием магматического гиперстена, достаточно часто в результате наложенных процессов они превращаются в амфибол-биотитовые и эпидот-биотитовые гнейсы с бластическими и катакластическими структурами.

Пяозерский комплекс отличается сочетанием положительного гравитационного и переменного магнитного полей, что хорошо согласуется с повышенной плотностью слагающих его гранитоидов (порядка $2,78 \text{ г/см}^3$) и изменчивым, от нескольких процентов до долей процента, содержанием в них магнетита.

Раннеархейский возраст пяозерского комплекса принимается с определенной степенью условности на основании соотношения его с более поздними плутоническими образованиями [17].*

СААМСКО-РАННЕЛОПИЙСКИЕ (РАННЕ-ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЕ) ПЛУТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Ранне-позднеархейские (саамско-раннелопийские) плутоно-метаморфические образования, относящиеся к **беломорскому плутоно-метаморфическому комплексу**, имеют преобладающее развитие на рассматриваемой территории. Ими сложена практически вся площадь листа Q-36-XVI и восточная треть листа Q-36-XV. Структурно эти образования приурочены к центральной части Беломорского мегаблока (подвижного пояса) и на протяжении нескольких десятилетий считались древнейшими образованиями Карело-Кольского региона – стратотипом

* Раннеархейский (саамский) возраст пяозерского комплекса не имеет геохронологического обоснования.
Прим. ред.

нижнего архея–саамия [5, 11, 38, 41, 48, 62, 67 и др.]. Они относились к беломорской серии и картировались как метаморфизованные стратиграфические образования осадочно-вулканогенной природы с расчленением на ряд толщ (свит). Их количество и относительное положение в разрезе варьировали в зависимости от представлений авторов о структуре рассматриваемой части беломорид [11, 36, 37, 41, 71 и др.].

К настоящему времени, благодаря проведенным целенаправленным исследованиям этого сложнейшего комплекса пород, представление о природе его главных структурно-вещественных подразделений, их внутреннем строении и временной последовательности образования претерпели существенные изменения. Во-первых, это касается признания многими исследователями [5, 27, 67, 80, 86, 88, 93 и др.] преобладающего развития в составе толщ «беломорской серии» плутонических пород (интрузивных и ультраметаморфогенных), превращенных в результате неоднократных преобразований в гнейсы, амфиболиты, кристаллосланцы и мигматиты различных морфологических типов, обнаруживающих, однако, при тщательном картировании специфические структурно-текстурные признаки гранитоидов, диоритоидов и габброидов.

Одновременно ряд специалистов остаются на позиции осадочно-вулканогенного генезиса беломорских толщ [40, 41]. В качестве основного доказательства этого положения приводится наличие четко выраженной полосчатости пород, переслаивание горизонтов разного состава и прослеживаемость отдельных разновидностей пород на значительные расстояния. Учитывая, что сходные по составу метаморфиты (амфиболиты, гнейсы и кристаллосланцы разного состава) часто не могут быть привязаны к определенному классу пород (плутонитам, вулканитам и осадкам), а установление границ между ними из-за постепенных переходов или тектонизированных границ весьма затруднительно, образования «беломорской серии» в Карельской СЛ (1998 г.) исключены из стратиграфических и отнесены к беломорскому плутоно-метаморфическому комплексу. Принятая в ней неопределенность возраста беломорского плутоно-метаморфического комплекса (ранний–поздний архей) отражает состояние геолого-геохронологической изученности на данном этапе и дает основание предполагать, что позднеархейскому преобразованию подвергались раннеархейские породы, реликты которых возможно будут установлены при более целенаправленном картировании и геохронологическом датировании на иной, чем используется в настоящее время, методической основе.*

На карте в составе беломорского плутоно-метаморфического комплекса выделяются два подкомплекса: хетоламбинский ортоамфиболитовый ранний и котозерский мигматит-плагиогранитовый поздний. Относительное возрастное положение подкомплексов, и ранее вызывающее острую дискуссию, в настоящее время усугубляется новыми моделями строения беломорид – покровно-коллизивной [1, 9, 28] и первичной расслоенности земной коры [1]. Принятая в Карельской СЛ (1998 г.) и на составленных листах Госгеолкарты-200 листов Q-36-XV, XVI последовательность образования метаморфических подразделений, как нам представляется, подтверждается реально наблюдаемыми фактами их геологических соотношений, но безусловно требует дальнейшего доизучения.

Хетоламбинский ортоамфиболитовый подкомплекс (α SM-LP_{1h}). Образования хетоламбинского подкомплекса имеют широкое развитие на листе Q-36-XVI, занимая 50 % его площади, и весьма ограниченно распространены на листе Q-36-XV, локализуясь в его северо-восточной части. В целом породы хетоламбинского подкомплекса образуют несколько субпараллельных разновеликих полос общего северо-западного простирания, прослеживающихся с севера на юг примерно на 80 км при ширине, изменяющейся от 0,5–6 км в северной половине площади до 12–18 км – в юго-восточной. Все они, в основном, сосредоточены к востоку от полосы развития нижнелопийской лоухской толщи, образуя в совокупности с полосами мигматит-плагиогранитов котозерского подкомплекса Ругозерско-Энгозерскую плутоно-метаморфическую зону.

Границы хетоламбинского подкомплекса с контактирующими с ним котозерским подкомплексом и лоухской толщей имеют вид то более, то менее извилистых линий, реже – прямолинейных, отражающих различный характер их соотношений. С котозерским подкомплексом граница либо четкая, выраженная резкой сменой ортоамфиболитов или ортокристаллосланцев плагиогранитоидами, либо постепенная, визуально трудно улавливаемая, когда с плагиогранитами контактируют плагиомигматиты по амфиболитам и кристаллосланцам. С лоухской толщей граница проводится по смене ассоциации пород хетоламбинского подкомплекса глиноземистыми гнейсами. На некоторых участках границы тектонические, выраженные надвигами и сбросо-сдвигами, вдоль которых происходит рассланцевание пород и усиление степени мигматизации.

* В настоящее время присутствие в составе хетоламбинского подкомплекса пород саамия геохронологически не обосновано. *Прим. ред.*

Объем хетоламбинского подкомплекса по сравнению с одноименной толщей, выделяемой на Гостеолкартах-200 первого поколения, существенно сократился за счет исключения из его состава значительной части биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов, которые, как показали работы последних двух десятилетий [5, 67, 80, 86, 88, 93 и др.], в большинстве случаев являются породами гранитоидного или диоритоидного ряда и выделяются на карте в соответствии с Карельской СЛ (1998 г.) в составе котозерского мигматит-плагиогранитового подкомплекса.

Хетоламбинский подкомплекс представлен гранатовыми, гранат-полевошпатowymi, часто диопсидсодержащими амфиболитами и кристаллосланцами, часто мигматизированными и превращенными в различные по составу и морфологии плагиомигматиты, которые ранее исследователями Беломорья определялись как биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы. В тесной пространственной ассоциации с этими породами встречаются метаанортозиты и метагабброиды, имеющие с метаморфитами постепенные переходы. Реже в составе подкомплекса присутствуют маломощные пластовые и линзовидные тела метаультрабазитов. Породы характеризуются четкополосчатыми текстурами, обусловленными как минеральной и структурной неоднородностью, так и послойной мигматизацией; реже выделяются массивные их разновидности.

В региональном поле силы тяжести хетоламбинскому подкомплексу соответствует положительная гравитационная аномалия, весьма интенсивная в южной половине площади и постепенно понижающаяся к северу. На карте локальных аномалий Δg ему соответствуют полосовидной формы положительные аномалии, что вполне согласуется с плотностью пород, изменяющейся от $3,0 \text{ г/см}^3$ в ортоамфиболитах и метагабброидах до $2,70\text{--}2,80 \text{ г/см}^3$ – в метаанортозитах и плагиомигматитах, в среднем составляя $2,76 \text{ г/см}^3$. Магнитная восприимчивость пород подкомплекса, в основном, слабая, составляющая $(5\text{--}40) \cdot 10^{-6}$ СГС, но резко увеличивается до нескольких сотен и даже тысяч 10^{-6} СГС в мигматизированных плагиомикроклиновым материалом амфиболитах, в которых происходит новообразование магнетита. В магнитном поле хетоламбинскому подкомплексу отвечает нормальное (на юге площади) или слабоположительное (на севере площади) поле, в разной степени насыщенное локальными положительными аномалиями разной интенсивности. Форма их также, в основном, полосовидная, реже – изометрическая.

На МАКС хетоламбинский подкомплекс не имеет четких дешифровочных признаков, которые позволяли бы отделить его от смежных с ним подразделений. Выделяющиеся в районах его развития структурные линии, то более, то менее четко выраженные, в большинстве случаев, соответствуют наблюдаемой неоднородности пород и подчеркивают характер картируемых структурных форм.

Типичные для хетоламбинского подкомплекса образования на рассматриваемой площади присутствуют на многих участках: Нигрозерском, Кивгубском, Климовском, Крохиновском, Колыбаевском, Келейногубском и др., где отчетливо видны особенности внутреннего строения подкомплекса, его соотношения с разновозрастными метаморфическими и плутоническими образованиями.

Наиболее детально изученным является Нигрозерский участок, расположенный к северо-востоку от оз. Нигрозеро, рассматриваемый как эталонная площадь (рис. 3, № 6). Он хорошо обнажен и включает карьер площадью $200 \times 150 \text{ м}$ по добыче облицовочного камня. По данным Т. Ф. Щербаковой [49] участок сложен амфиболитами, метаанортозитами и плагиомигматитами по ним при резком преобладании амфиболитов, слагающих большую часть массива. Эти породы образуют сложноскладчатое линзообразное в плане тело площадью 30 км^2 , обрамленное мигматит-плагиогранитами котозерского подкомплекса. Выделяются полосчатые и неполосчатые разновидности амфиболитов, а среди последних – массивные и сланцеватые средние и мелкозернистые. Полосчатость имеет характерный прерывисто-линзовидный характер и обусловлена чередованием полос шириной $2\text{--}10 \text{ см}$ с единичными более широкими ($20\text{--}40 \text{ см}$) полосами. Переходы вкрест простирания полосчатости как резкие, так и постепенные. Метаанортозиты образуют среди амфиболитов отдельные прослои мощностью от нескольких десятков сантиметров до 15 м при прослеженной длине до $2\text{--}7 \text{ км}$. Плагио-мигматиты, развитые преимущественно по периферии массива, содержат небольшое количество линз и прослоев гранатовых амфиболитов и анортозитов мощностью от 1 см до 5 м .

Мигматизация в различных текстурных разновидностях амфиболитов проявлена по-разному: в сланцеватых неполосчатых амфиболитах преобладают тонкополосчатые мигматиты, в массивных – сетчатые, в полосчатых – теньевые. Последние по существу представляют собой роговообманково-биотитовые и биотитовые плагиомигматиты, близкие по минеральному и химическому составу плагиомигматитам котозерского комплекса.

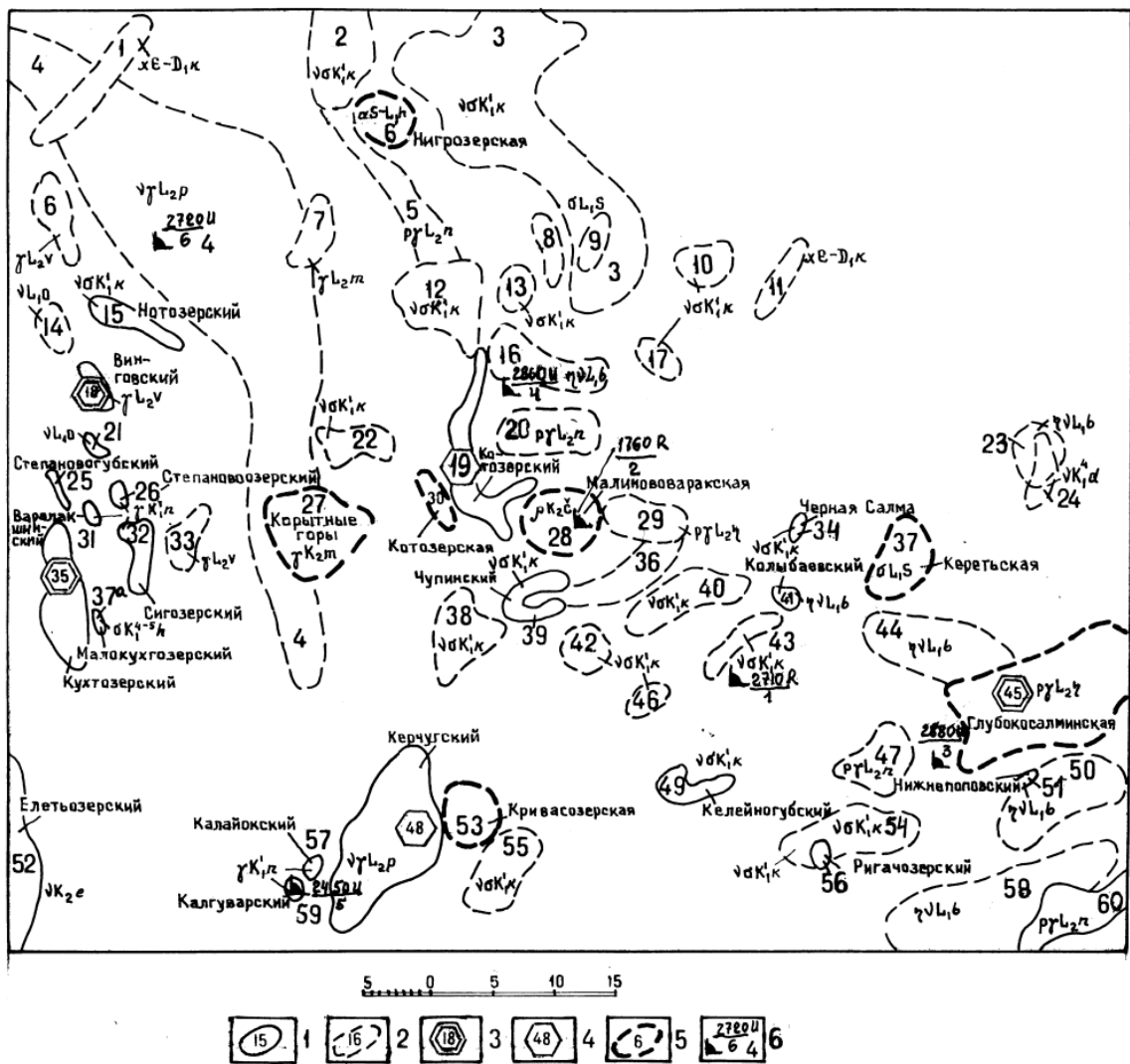


Рис. 3. Схема расположения интрузивных образований, петротипов, эталонных массивов и площадей.

1 – интрузивные массивы и их номера; 2 – ареалы развития мелких интрузий и их номера; 3 – петротипические массивы и их номера; 4 – эталонные массивы и их номера; 5 – эталонные площади и их номера; 6 – пункты, для которых имеются геохронометрические определения возраста: в числителе – возраст в млн лет и метод определения (U – уран-свинцовый, R – рубидий-стронциевый); в знаменателе – № пробы по списку.

Устойчивые минералы амфиболитов – обыкновенная роговая обманка, плагиоклаз № 28–31, кварц, гранат; в качестве реликтового минерала присутствует диопсид, замещающийся роговой обманкой; вторичные минералы – биотит, скаполит и карбонат. В безгранатовых разностях – основность плагиоклаза увеличивается до № 36, кроме того нередок реликтовый плагиоклаз № 40–60 и даже № 70, присутствующий в виде широких зональных таблиц, слабо измененных, и заливообразных зерен, нацело сосюритизированных; встречаются и лейстовидные кристаллы, заключенные в роговую обманку. Гранат отвечает гроссуляр-альмандину. Структура амфиболитов гранобластовая и нематогранобластовая, редко отмечается реликтовая габбровая.

Метаанортозиты – светло-серые среднезернистые породы с прерывисто-полосчатой или характерной штриховатой текстурой, обусловленной присутствием субпараллельных агрегатов зерен роговой обманки или скоплений зерен роговой обманки, эпидота и граната. Плагиоклаз голубоватого цвета является преобладающим минералом этих пород. Состав его колеблется от олигоклаза № 28–30 до андезина № 46 и даже лабрадора № 67. Более основной плагиоклаз развит в виде крупных широких таблиц, отчасти идиоморфных и нечетко зональных (с бурой серединкой) зерен неправильной формы, нацело сосюритизированных. Кроме роговой обманки, эпидота и граната в качестве цветного минерала присутствует диопсид, мелкие зернышки которого имеют вид реликтов среди зерен роговой обманки.

Плагиомигматиты – нечеткополосчатые или пятнистые породы мелко- или среднезернистые. Они развиваются по амфиболитам и анортозитам, замещая их как по простиранию, так и вкрест простирания пластов. Выделяются роговообманковые, биотит-роговообманковые, рого-

вообманково-биотитовые и биотитовые их разновидности, а при более интенсивно проявленном процессе перекристаллизации образуются плагиограниты.

Переходы между всеми этими разновидностями постепенные. Плагиоклаз мигматитов представлен олигоклазом и андезином № 15–33. Однако присутствует в них и андезин-лабрадор № 38–70. Количество кварца в плагиомигматитах заметно меньше, чем в визуально близких им гнейсо-плагиогранитах котозерского комплекса. Отмечается два морфологических типа роговой обманки: более крупные изометричные или неправильной формы зерна, «изъеденные» плагиоклазом или биотитом – это роговая обманка субстрата и новообразованные небольшие зерна с ровными ограничениями синевато-зеленого цвета. Биотит либо развивается по роговой обманке, либо выступает в качестве самостоятельных обособлений в неосоме плагиомигматитов.

Акцессорные минералы для амфиболитов, анортозитов и плагиомигматитов являются сквозными; преобладают сфен и апатит, содержание которых в анортозитах и плагиомигматитах достигает 1,5 %; постоянно присутствуют ортит, циркон, сульфиды.

Следует отметить, что иногда в виде пластов мощностью 5–10 м встречаются гранат-биотитовые плагиомигматиты, для которых исходными породами являлись гранатовые амфиболиты. По минеральному парагенезису и текстурно-структурным особенностям они весьма похожи на гранат-биотитовые гнейсы лоухской толщи, однако наблюдаемые постепенные переходы их по простирацию в гранатовые амфиболиты, красный цвет граната в отличие от малинового в гранат-биотитовых гнейсах лоухской толщи, акцессорный сфен, отсутствующий в гнейсах, небольшое (менее 15 %) содержание в них кварца и ряд других признаков позволяют считать их плагиомигматитами по амфиболитам [49].

Подводя итог характеристике Нигрозерского участка, можно с достаточной степенью уверенности предположить, что до регионального метаморфизма и мигматизации здесь был развит комплекс расслоенных габброидов с заметной долей участия лейкократовых разновидностей – лейкогаббро и анортозитов.

Кивгубский участок вытянут в северо-западном направлении от устья Чупинской губы (в районе мыса Картеш) к губе Кив Белого моря. В отличие от Нигрозерского участка, сложенно преимущественно амфиболитами, здесь преобладают более лейкократовые породы: гранат-биотит-амфиболовые, эпидот-амфиболовые, эпидот-плагиоклазовые кристаллосланцы и метаанортозиты. Амфиболиты играют подчиненную роль. Все эти образования слагают единое тело, вытянутое по простирацию на 7 км при ширине 0,4–2,0 км. Кристаллосланцы и амфиболиты находятся то в тонком (доли сантиметров–первые сантиметры), то в более грубом (первые метры–десятки метров) чередовании. И в тех и в других отмечаются реликты габбровых и панидиоморфнозернистых структур, на что указывает наличие наряду с мелкими зернами плагиоклаза с округлыми или полигональными ограничениями крупных изометричных таблиц, часто зональных с сосюритизированной центральной зоной. По составу он соответствует андезину и даже лабрадору. Часто отмечается развитие по плагиоклазу роговой обманки, что говорит о возможном образовании амфиболитов за счет анортозитов и лейкогаббро.

Вторая отличительная черта Кивгубского участка – развитие в ассоциации с амфиболитами и кристаллосланцами метаультрабазитов, представленных карбонат-пироксен-тремолитовыми сланцами. Ими сложено субсогласное с вмещающими амфиболитами пластообразное тело мощностью 30–35 м. С анортозитами Кивгубского участка ассоциируют залежи массивных и прожилково-вкрапленных пирит-пирротиновых руд – так называемые фальбанды. Характерно окварцевание пород и, в целом, невысокая степень их мигматизации.

Остальные из перечисленных выше участков развития хетоламбинского подкомплекса характеризуются аналогичным или близким геологическим строением, различаясь между собой количественным содержанием разновидностей метагабброидов и метаанортозитов, а также степенью мигматизации.

Проведенная авторами ревизия имеющихся по участкам материалов в комплексе с собственным фактическим материалом позволила установить следующее. В большинстве изученных пород – амфиболитах и кристаллосланцах – устанавливаются реликтовые габбровые и панидиоморфнозернистые структуры, свидетельствующие о принадлежности их к основным плутоническим породам. Часто наблюдаемое в шлифах развитие амфибола по плагиоклазу, вероятно, говорит о первоначально более широком развитии лейкократовых пород – лейкогаббро и анортозитов. Закономерное тонкое чередование разновидностей пород в обнажениях и более грубое, вырисовывающееся на детальном картах, весьма напоминает первичную стратификацию расслоенных интрузий, но, безусловно, в значительной степени является результатом тектоно-метаморфических процессов. Единичные маломощные горизонты глиноземистых гнейсов, вероятно, могут являться метасоматитами по гранатовым ортоамфиболитам и метаан-

нортозитам [5, 49, 86].

Таким образом, можно считать достаточно надежно установленным региональное развитие в составе хетоламбинского подкомплекса метагабброидов, изменяющихся по составу от габбро, габбродиоритов и габброанортозитов до анортозитов. Установить первичные количественные соотношения этих пород в настоящее время не представляется возможным, главным образом из-за превращения большей их части в разнообразные амфиболиты, кристаллосланцы и мигматиты по ним, а также недостаточной обнаженности и недоизученности этого вопроса.

Большая часть амфиболитов отвечает базитам нормальной щелочности, 5–8 % – умеренно-щелочным базитам и 12–17 % – породам диоритового состава [40]. Указанными авторами на основании анализа большого количества аналитических данных выделяется несколько петрохимических разновидностей амфиболитов, различающихся соотношениями Mg, Fe и Ca, что, в основном, определяется их минеральным составом. Они считают, что широкий спектр составов хетоламбинских амфиболитов обеспечен процессом дифференциации первичного вещества, проходившем в направлении, близком к феннеровскому. Ультрабазиты, ассоциирующие с амфиболитами, соответствуют, в основном, перидотитам, наиболее близким к гарцбургитам, а в различной степени измененные их разновидности – оливинным пироксенитам до ортопироксенитов. Кристаллосланцы Климовского карьера тяготеют к полю анортозитов, а амфиболиты – к полю габброидов [53]. В. С. Степанов [39] считает, что набор пород ультрабазит-базитовой ассоциации хетоламбинского подкомплекса может соответствовать офиолитовой серии. К этой точке зрения присоединяется и группа авторов во главе с С. Б. Лобач-Жученко [24].

Породы хетоламбинского подкомплекса секутся интрузиями всех выделенных на территории плутонических комплексов, сами они не оказывают никакого воздействия на породы ни одного из выделенных подразделений. Этим определяется их наиболее ранний возраст в составе беломорского плутоно-метаморфического комплекса. Изотопные определения возраста для метагабброидов, амфиболитов и кристаллосланцев хетоламбинского подкомплекса отсутствуют. Т. Ф. Щербаковой [49] для амфиболитов, развитых чуть севернее рамки планшета, приводится цифра возраста $3\ 100 \pm 80$ млн лет (U-Pb метод по 4 образцам). Вместе с тем, рядом исследователей [40] образования хетоламбинского подкомплекса сопоставляются с позднеархейскими лопийскими зеленокаменными поясами Карельской гранит-зеленокаменной области. Этот вывод подкрепляется ими полученными в последнее время определениями U-Pb методом по цирконам изотопного возраста «метаандезитов» из района Тупой губы оз. Ковдозера (севернее северной рамки листа Q-36-XV) и «метариодацитов» (мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов) района оз. Малое Ворочистое (юго-восточная часть листа Q-36-XVI), равным соответственно 2 834 и 2 880 млн лет [1]. Однако узко локальное развитие этих пород, недостаточность их геолого-петрографической характеристики, а также установленная только на петрохимическом уровне их генетическая принадлежность к классу вулканитов не позволяют нам распространить этот возраст на весь хетоламбинский подкомплекс. Можно лишь допустить, учитывая обширные площади развития хетоламбинского подкомплекса и не всегда достаточно хорошую его обнаженность, что в указанных участках действительно развиты лопийские метавулканиты, слагающие локальные структуры, аналогичные Плотиноозерской.

Котозерский мигматит-плагиогранитовый подкомплекс ($\gamma SM-LP,k$) имеет преобладающее развитие в составе беломорского плутоно-метаморфического комплекса. В центральной части площади он формирует полосу общего северо-западного простирания, протягивающуюся непрерывно от южной рамки листа Q-36-XVI до северной листа Q-36-XV. На востоке граница ее с лоухской толщей сложная извилистая, полого падающая на восток, достаточно надежно откартированная по коренным выходам пород. На западе с лопийским керетьским мигматит-анатектит-гранитовым комплексом граница условная почти на всем ее протяжении, что связано с постепенным нарастанием интенсивности гранитизации в западном направлении. В тектоническом плане западная полоса развития котозерского подкомплекса относится к самостоятельной Ковдорской плутоно-метаморфической зоне с преобладающим внутренним куполовидным строением.

В восточной части территории котозерский подкомплекс представлен системой разновеликих, преимущественно линейных полос северо-западного простирания, перемежающихся с согласно с ними ориентированными полосами, сложенными образованиями хетоламбинского подкомплекса. В северо-восточном углу листа Q-36-XVI в акватории Белого моря котозерский подкомплекс несогласно перекрывается рифейскими красноцветными породами терской свиты. Вся восточная область чередования пород котозерского и хетоламбинского подкомплексов рассматривается нами как единая Ругозерско-Энгозерская плутоно-метаморфическая зона.

На Госгеолкартах-200 первого поколения котозерскому подкомплексу отвечали образования нижней (керетьской) толщи, частично гнейсовая часть хетоламбинской толщи беломорской

серии. В качестве эталонной площади для котозерского подкомплекса выделяется хорошо обнаженный участок, расположенный юго-восточнее оз. Верхнее Котозеро (рис. 3, № 30).

Котозерский подкомплекс характеризуется весьма пестрым составом, в основном отвечающим тоналит-трондъемитовой ассоциации. Наиболее распространенные породы – тоналиты, трондъемиты, кварцевые диориты, диориты, а также эндербиты, чарнокиты, мигматит-граниты и мигматит-чарнокиты. Все они связаны между собой постепенными, часто трудноуловимыми переходами, реже контакты между ними четкие, резкие. Практически все перечисленные породы в той или иной степени огнейсованы, часто полосчатые за счет чередования полос с различным содержанием темноцветных минералов и наличия послонных прожилков плагиоклазового и плагиомикроклинового гранитного материала, количество которого составляет в среднем 15–25 %, иногда повышаясь до 30–40 %. Гранитоиды содержат включения ортоамфиболитов, ортокристаллосланцев и амфиболсодержащих гнейсов, доля которых в общем объеме пород подкомплекса составляет обычно порядка 2 %, повышаясь в восточной части площади до 5 %. Они представлены фрагментами остроугольной, неправильной, иногда линзовидной или полосовидной формы размером от первых, реже – до первых десятков метров. Часто они являются субстратом мигматитов агматитового или небулитового типа.

Для тоналитов, трондъемитов, кварцевых диоритов и диоритов устойчивым минеральным парагенезисом является плагиоклаз № 15–35 (50–70 %), кварц (5–20 %), биотит (6–8 %), роговая обманка (0–20 %), эпидот (0–3 %), в эндербитах и чарнокитах к ним добавляется пироксен-гиперстен или диопсид. В мигматизированных разновидностях увеличивается количество плагиоклаза и кварца, появляется микроклин. В качестве вторичных минералов от единичных зерен до 8–10 % отмечаются мусковит, хлорит, скаполит, карбонат; аксессуарных – сфен, ортит, апатит. Структура пород гранобластовая, гломерогранобластовая, часто – бластокатаклатическая, реже – бластогранитовая.

Многочисленные химические анализы пород подкомплекса, приводимые в отчетах и публикациях, подтверждают их принадлежность к перечисленным выше петрографическим типам и указывают на их соответствие толеитовым сериям.

По данным Т. С. Игнатъевой и др. средняя плотность пород, относимых нами к котозерскому подкомплексу, варьирует в пределах 2,65–2,68 г/см³. Большая плотность характерна для пород восточной части территории, отличающейся существенной долей амфиболсодержащих разновидностей гранитоидов. Гравиметрическое поле котозерского подкомплекса, в целом, нормальное, участками – слабopоложительное, в центральной части площади – переходящее в слабоотрицательное. Магнитная восприимчивость плагиогранитоидов в целом низкая, как правило, не превышающая $(20-30) \cdot 10^{-6}$ СГС. Этим обусловлены слабоотрицательные или слабopоложительные магнитные поля над образованиями подкомплекса общей северо-западной ориентировки. С увеличением магнитной восприимчивости в мигматизированных разновидностях связано наличие линейных слабopоложительных магнитных аномалий в западной полосе развития подкомплекса.

На МАКС котозерский подкомплекс не имеет четкой выраженности. Ему отвечают редкие структурные линии северо-западного и субмеридионального направления либо кольцевой или овальный рисунок структурных линий, отвечающий куполовидным структурам подкомплекса.

Котозерский подкомплекс рассматривается нами как слой земной коры, образовавшийся в процессе дифференциации и анатектического плавления нижнего базитового слоя, о чем свидетельствуют многочисленные включения матабазитов в гранитоидах подкомплекса, а также постепенные переходы от ортоамфиболитов через плагиомигматиты к плагиогранитоидам.

Гранитоиды котозерского подкомплекса в ряде случаев выступают как рудовмещающие для промышленных керамических и слюдяно-керамических пегматитов.

Котозерскому подкомплексу по составу, характеру вторичных преобразований, петрофизическим особенностям и выраженности в физических полях практически аналогичен **кестеньгский мигматит-плагиогранитовый комплекс** (pγSM-LP₁ks) Северо-Карельской структурно-формационной зоны. Отличает их большая насыщенность котозерского подкомплекса включениями ортоамфиболитов и ортокристаллосланцев и соответственно большая степень гомогенизации кестеньгского комплекса.

ЛОПИЙСКИЕ (ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЕ) ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Позднеархейские плутониты подразделяются на ранне- и позднелопийские.

РАННЕЛОПИЙСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Раннелопийские плутонические образования формируются в интервале 2 900–2 850 млн лет. В БПП им отвечают два комплекса: серякский гипербазитовый и боярский перидотит-габбро-анортозитовый; в Северо-Карельской СФЗ – окуневогубский габбровый комплекс.

Серякский комплекс гипербазитовый (σ LP,s). Массивы серякского комплекса сосредоточены в северо-восточной и восточной части рассматриваемой территории. Они представлены более чем двумя десятками мелких тел, размеры которых не превышают $0,8 \times 1$ км, обычно составляя примерно $0,1 \times 0,2$ км, вплоть до фрагментов в десятки сантиметров – первые метры. Форма тел в плане линзовидная, пластообразная или округлая, овальная. Часто она, также как и размеры тел, определяется блокировкой, будиной и смятием в складки первоначально более крупных массивов.

Большая часть ультрабазитовых тел локализуется среди ортоамфиболитов хетоламбинского подкомплекса, реже – на границе его с котозерским мигматит-плагиогранитовым подкомплексом. Встречаются они и в гнейсах лоухской толщи, например в районе месторождения Плотина, Лоушки, Малиновая Варакка. В основном они концентрируются в двух узлах (рис. 3) – между Чупинской губой и оз. Верхнее Летнее (№ 37) и между Ругозерской губой и оз. Нижнее Нильозеро (№ 8, 9). Обычно они группируются в виде цепочек или серий тел вдоль контактов разнородных пород.

Контакты интрузий с вмещающими породами обычно тектонизированы, но, судя по наблюдаемым соотношениям, носят, в основном, согласный, реже – согласно-секущий характер.

Массивы имеют простое строение и сложены метаперидотитами (метатаргбургитами), реже – метаоливинитами, обычно с периферии или нацело превращенными в ортопироксениты, серпентиниты или карбонат-амфиболовые и амфиболовые сланцы. Переходы между перидотитами и ортопироксенитами с одной стороны и ортопироксенитами и сланцами – с другой постепенные и сопровождаются развитием пород промежуточного состава. Преобразования ультрабазитов обусловлены их участием совместно с вмещающими породами в многостадийных процессах метаморфизма, рассланцевания и складчатости, что и приводит к развитию в них эндоконтактовой метаморфической зональности.

Первичные минералы ультрабазитов – оливин (Fa – 15–19), бронзит (Fs – 11–15) и хромшпинелиды, содержание которых варьирует в значительных пределах. Структуры пород панидиоморфнозернистые и пойкилитовые. Вторичный ортопироксен более железистый (Fe – 20,6–28,7 %) и представлен крупными до гигантских порфиробластами. Иногда он замещается асбестом и антофиллитом. Амфибол относится чаще к тремолит-актинолитовому ряду или к гедриту, достаточно часто отмечается антофиллит. Серпентин лизардит-хризотилового ряда замещает оливин. В качестве вторичных минералов присутствуют также тальк, хлорит (пеннин), карбонат, железистоокисные минералы (магнетит, гематит и сульфиды) и, возможно, флогопит и зеленая шпинель.

По данным В. С. Степанова [39, 40] для метаперидотитов характерна высокая магнезиальность (содержание Mg более 30 %) и сравнительно низкие содержания SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и щелочей, нормальные или несколько повышенные содержания Cr, V, Cu, S, Ti и P и немного пониженные – Ni и Co. Пироксениты содержат меньше Mg и больше SiO_2 , CaO и Al_2O_3 . Процессы амфиболитизации и серпентинизации не приводят к существенному снижению содержания MgO, которое не опускается ниже 26 %, количество NiO и Cr_2O_3 также практически не изменяется, но возрастает содержание TiO_2 .

Отмечаются зональные тела, в которых центральные части сложены метапироксенитами, а периферийные – антофиллит-тальковыми и тальковыми породами. Мелкие тела (линзы) иногда нацело сложены этими породами. Размеры таких тел от нескольких см до первых метров в длину и они, как правило, приурочены к тектонически ослабленным зонам [70].

Петрофизические свойства ультрабазитов также как и их минеральный состав весьма изменчивы. Плотность слабоизмененных гарцбургитов составляет $3,14 \text{ г/см}^3$, интенсивно серпентинизированных понижается до $2,87 \text{ г/см}^3$ и даже до $2,72 \text{ г/см}^3$ в серпентинитах. Ортопироксениты характеризуются наиболее высокой плотностью, достигающей $3,35 \text{ г/см}^3$, а в среднем составляющей $3,26 \text{ г/см}^3$. Плотность сланцев колеблется от $2,81$ до $3,14 \text{ г/см}^3$. Несмотря на высокую плотность в поле силы тяжести ультрабазиты не находят выражения из-за малых размеров тел и их бескорневого характера. Магнитная восприимчивость метаультрабазитов варьирует от десятков до тысяч 10^{-6} СГС и зависит от состава и количества рудных минералов, образовавшихся в процессе замещения оливина ортопироксеном и серпентином. Максимальной намагниченностью, в среднем составляющей $6 200 \cdot 10^{-6}$ СГС, характеризуются ортопироксениты. В сланцах она снижается до $85 \cdot 10^{-6}$ СГС за счет окисления магнетита до гематита. Наиболее

крупным ультрабазитовым массивом на карте магнитного поля $(\Delta T)_a$ масштаба 1 : 200 000 соответствуют высокоинтенсивные магнитные аномалии узкой линзовидной или изометрической формы. Однако отбраковать их от близких по интенсивности и форме аномалий, отвечающих ультрабазит-базитовым массивам других комплексов не представляется возможным.

Раннелопийский возраст комплекса является в какой-то степени условным, поскольку отсутствуют геохронологические данные, а геологические соотношения с вмещающими породами позволяют установить лишь время их совместных деформаций в период не древнее 2 900 млн лет. Можно допустить, что массивы ультрабазитов не образуют самостоятельный комплекс, а являются членами единого дифференцированного боярского комплекса. Ультрабазиты серякского комплекса по особенностям состава, химизму, вторичным преобразованиям достаточно близки с лопийскими гипербазитами Карелии [40].

Боярский комплекс перидотит-габбро-анортозитовый (ηvLP_1b) представлен несколькими сотнями мелких и рядом более или менее крупных тел, локализующихся в восточной части площади. Интрузии, включенные в состав этого комплекса отвечают раннеорогенным друзитам К. А. Шуркина [48], комплексу габброанортозитов В. С. Степанова [39, 40], друзитам первой возрастной группы М. Е. Салье и др. [7, 88].

Наиболее крупный Котозерский массив (рис. 3, № 18) пластообразной формы расположен севернее оз. Нижнее Котозеро в гнейсах лоухской толщи. С юга на север он прослеживается почти на 14 км при ширине в 1–2 км [25]. Средних размеров массивы, количество которых не превышает десяти, имеют площадь от 1,5 до 5 км² и обычно локализируются в породах беломорского комплекса. Существенно преобладающая часть массивов – это мелкие, площадью в десятки–сотни м² тела, имеющие ареальное развитие. Большая часть тел друзитов имеет овальную форму, которая, по всей вероятности, является результатом будинажа первоначально более крупных пластообразных или других по морфологии тел. Протяженные тела пластообразной формы чаще отмечаются в лоухской толще. Они ориентированы либо согласно зонам разрывных нарушений (районы западной части Чупинской губы, западнее оз. Лоухского), либо своим расположением подчеркивают форму складчатой структуры гнейсовой толщи (район оз. Вехкозера, пос. Карельский, Малиновая Варакка и др.).

Массивы комплекса характеризуются простым, реже дифференцированным строением, которое проявляется в более крупных массивах, в то время как мелкие, обычно, представлены одной петрографической разновидностью. Дифференцированным строением характеризуются детально изученные Северопежостровский, Нижнепоповский, островов Пестяной, Медянка и ряд других массивов [39, 48]. Самые распространенные породы комплекса – габбро и лейкогаббро (габброанортозиты), подчиненное развитие имеют габбронориты, оливиновые габбро, плагиоклазовые перидотиты, троктолиты.

В дифференцированных массивах отмечаются секущие соотношения между разновидностями пород, но без выраженных зон закалки, а также присутствие одних пород в других в виде шпиров. При этом устанавливается следующий порядок внедрения: лейкогаббро–габбро–габбронориты–перидотиты. Большая часть перечисленных пород типичные кумулаты, для которых устанавливается следующая последовательность образования минералов: оливин (хризолит)–плагиоклаз № 70–80–ортопироксен (бронзит, гиперстен)–клинопироксен (авгит или диопсид)–рудные минералы (гематит, ильменит). Для пород характерны друзитовые структуры в сочетании с габброофитовыми, офитовыми, пойкилитовыми, панидиоморфнозернистыми. Текстуры массивные, местами – слабполосчатые, иногда первично слоистые, обусловленные ритмичным чередованием пород разного состава при мощности ритмов от 4–5 см до 0,5–1 м.

Как правило, базиты подверглись интенсивным вторичным преобразованиям, связанным с участием их в складчатых деформациях и метаморфизме нескольких этапов, а также воздействием секущих гранитоидов. В результате значительное число массивов боярского комплекса представлено полосчатыми полевошпатовыми, гранат-полевошпатовыми, диопсид-гранат-полевошпатовыми, цоизит-гранат-полевошпатовыми амфиболитами и кристаллосланцами, часто мигматизированными. Однако практически во всех более или менее крупных телах сохраняются участки массивной текстуры, в которых наблюдаются реликты габбровых и друзитовых структур. Между неизменными габброидами и амфиболитами существуют постепенные переходы. Метаморфизм базитов происходил в условиях амфиболитовой фации высоких давлений и сопровождался повсеместным развитием метаморфических минералов по первичномагматическим пороодообразующим минералам габброидов: эпидота, клиноцоизита, амфибола, граната, которые образуют либо порфиробластические вкрапленники, либо венцовые тонкоагрегатные каймы вокруг первичных фемических минералов по границе их с плагиоклазом.

По петрохимическим особенностям все породы боярского комплекса являются представителями нормального ряда, натриевой и реже калиево-натровой серий. В меланократовых диф-

ференциатах комплекса (перидотитах, троктолитах, меланократовых габброидах) по сравнению с кларками ультрабазитов понижены концентрации Cr_2O_3 , NiO, CoO, CuO, V_2O_5 . Мезо- и лейкократовые члены комплекса характеризуются как высокоглиноземистые с пониженным относительно соответствующего кларка содержанием TiO_2 и Cr_2O_3 и близким к кларку – Ni, Co, Cu, V. Массивы комплекса различаются по степени железистости и магнезиальности пород, что позволило В. С. Степанову выделить в его составе два субкомплекса. Представителем железистого субкомплекса является Нижнепоповский массив (рис. 3, № 57), магнезиального – Боярский, расположенный на листе Q-36-XXI. Большинство массивов на территории листов относятся к железистому субкомплексу.

Наиболее вероятным, по мнению В. С. Степанова [40], представляется формирование комплекса из магмы, близкой по составу к лейкократовому толеитовому базальту. В становлении комплекса намечаются два направления дифференциации: анортозитовое, отражающее фракционирование компонентов в расслоенных зонах, и толеитовое, близкое к феннеровскому, сопровождающееся резким повышением железистости поздних продуктов кристаллизации.

Металлогеническая специализация комплекса пока остается неясной, ввиду слабой изученности этой проблемы.

Плотность пород варьирует от $3,27 \text{ г/см}^3$ для меланократовых дифференциатов до $2,90 \text{ г/см}^3$ – для лейкократовых. Намагниченность пород слабая: величина магнитной восприимчивости не выходит за пределы $(12-190) \cdot 10^{-6}$ СГС, что хорошо согласуется с низким содержанием и составом рудных минералов.

Раннелопийский возраст комплекса устанавливается по секущим соотношениям массивов с вмещающими саамско-раннелопийскими образованиями беломорского комплекса и нижнелопийской лоухской толщи – глиноземистыми гнейсами, амфиболитами, плагиогранитами, ксенолиты которых с реликтовой мигматитовой полосчатостью и фрагментами изоклинальных складок встречаются в массивах базитов. Устанавливается также пересечение базитов позднелопийскими плагиогранитами никольского комплекса, оказывающими на них активное контактное воздействие (амфиболитизация, биотитизация, брекчирование, мигматизация). Надежные определения радиологического возраста пород комплекса, с нашей точки зрения, в настоящее время отсутствуют.

Возрастным и близким формационным аналогом боярского комплекса в Северо-Карельской структурно-формационной зоне является **окуневогубский габбровый комплекс** (vLP_1o). К нему относятся порядка двух десятков небольших и средних по размерам пластообразных, реже штокообразных и дайковых интрузий, прорывающих нижнелопийские метаосадки и метавулканы тикшеозерской серии, нерасчлененные саамско-раннелопийские гранитоиды, или слагающих останцовые тела в комплексе позднелопийских мигматит-гранитов (рис. 3, № 14, 21).

В массивах наблюдаются элементы дифференциации и расслоенности: слагающие их роговообманковые метагаббро изменяются по составу от мелано- до лейкократовых с постепенными переходами между ними. Текстуры пород массивные или полосчатые, часто – сланцеватые. Под влиянием прорывающих их гранитов они превращаются в амфиболиты, сохраняющие в ряде случаев реликтовые габбровые и габброофитовые структуры, но обычно они гранобластовые и нематогранобластовые.

Главные породообразующие минералы метагабброидов, содержащиеся в них в различных количественных соотношениях, представлены обыкновенной зеленой роговой обманкой и андезином, реже – лабрадором. В качестве второстепенных минералов присутствуют биотит, скаполит, гранат, хлорит, изредка – кварц; из аксессуарных – апатит, сфен, рутил, магнетит. С наличием последнего связана приуроченность к телам метагабброидов локальных линейных и изометрических магнитных аномалий от слабой (100 нТл) до сильной (2 000 нТл) интенсивности.

От боярского комплекса габброиды окуневогубского комплекса отличаются отсутствием друзитовых структур и менее проявленной анортозитовой (лейкогаббровой) составляющей.

ПОЗДНЕЛОПИЙСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Позднелопийские плутонические образования представлены, в основном, разнообразными по составу и генезису гранитоидами. При этом в БПП по сравнению с Северо-Карельской зоной они развиты более широко и отличаются большим разнообразием состава. К этой возрастной группе относятся также дайковые комплексы: илейкинский долерит-диоритовый и хизоварский андезидацитовый.

Поньгомский габбро-эндербит-чарнокитовый комплекс ($v\check{L}P_2p$) локализуется, в основном, в зоне сочленения БПП и Северо-Карельской СФЗ. Он представлен несколькими десятка-

ми тел преимущественно мелких и средних (площадью от 1–4 до 6–14 км²). Выделяется лишь один довольно крупный Керчугский массив (80 км²) (рис. 3, № 48), являющийся эталонным для данной площади. Большая часть массивов находится в западной части территории на листе Q-36-XV, где они концентрируются в зоне сочленения БПП и Северо-Карельской СФЗ (рис. 3, № 4). Несколько массивов располагаются вдоль восточной границы лоухской толщи. Мелкие массивы, выделенные нами в районе от оз. Нользера на юге до оз. Габозеро на севере, ранее объединялись в составе крупной Пажминской интрузии [5, 18]. Однако анализ более позднего фактического материала группы С. Б. Лобач-Жученко [23] геофизических материалов и данных дешифрирования аэрофото- и космоснимков [1] показал, что в данном районе отсутствует единая крупная интрузия, а имеют место небольшие реликтовые тела чарнокитоидов, окруженные мигматит-гранитами более позднего керетьского комплекса. Ориентировка этих массивов по отношению к породам рамы, в основном, дискордантная, но отмечается и как бы «приспособление» их приконтактных частей к ориентировке вмещающих пород.

Массивы поньгомского комплекса представляют собой дифференцированные интрузии, характерной особенностью которых является сонахождение широкого спектра пород от габброидов до эндербитов плагиогранитного и чарнокитов гранитного состава, а также присутствие промежуточных разновидностей пород, таких как габбродиориты, чарноэндербиты, монцодиориты и др. В разных массивах они находятся в различных количественных соотношениях, но всегда в тесной пространственной связи. Все они отличаются характерным внешним обликом: буровато-серым, иногда с сиреневатым оттенком цветом, крайней неоднородностью сложения, изменяющегося от мелкозернистого до пегматоидного на площади в несколько квадратных метров, наличием в породах ряда эндербиты–чарнокиты часто макроскопически различного пироксена или псевдоморфоз по нему, наличием дымчатого или голубоватого опаловидного кварца в виде крупных порфирированных зерен, образующих иногда скопления или прожилки. Отмечаются как постепенные переходы между указанными разновидностями пород, так и эруптивные, что позволяет говорить о возможной многофазности, по крайней мере, некоторых интрузий.

Многие обнажения пород данного комплекса представляют собой как бы макробрекцию, в которой наиболее ранние дифференциаты – габброиды и диориты в виде тел или блоков различной формы (остроугольной, овальной, линзовидной и др.) и размеров (от десятков сантиметров до десятков–первых сотен метров) цементируются эндербитами плагиогранитного состава и чарнокитами – гранодиоритового и гранитного состава. Количество габброидов и диоритов колеблется от 1–2 до 10–25 % объема пород массивов. Преобладают эндербиты, более ограниченно развиты чарнокиты. Ряд мелких массивов сложен одной из разновидностей комплекса.

Границы тел с окружающими их породами, в основном, представленными гранитоидами, не резкие, что объясняется близостью их состава, но в тоже время четкие ввиду наличия в породах рассматриваемого комплекса указанных выше характерных черт.

Габброиды представлены габбро, габброноритами, лейкогабброноритами, габбродиоритами, обычно сильно измененными до амфиболитов, эклогитоподобных пород и кристаллосланцев (плагиосланцев), сохраняющих иногда реликтовые габбровые структуры. Чаще структуры их гранобластовые, гетерогранобластовые, порфиронематобластовые, участками – диабластовые с элементами келифитовых. По составу выделяются гиперстен-диопсид-амфиболовые, диопсид-амфиболовые и диопсид-биотит-амфиболовые иногда с гранатом кристаллосланцы. Акцессорные минералы в метагабброидах представлены апатитом, рудным и сфеном, количество которого иногда достигает 2–3 %. Характерная особенность габброидов, также как их измененных разновидностей – высокое содержание TiO₂ (до 2,10–2,26 %).

Возможно часть кристаллосланцев являются породами более древними, чем габброиды рассматриваемого комплекса, принадлежащими субстрату котозерского мигматит-плагиогранитного комплекса или друзитам боярского комплекса. Об этом может свидетельствовать обнаруженный О. И. Володичевым [5] в габбро района губы Миронова оз. Нотозера ксенолит двупироксенового кристаллосланца, инъецированный эндербитом, имеющим состав кварцевого диорита, с кристаллизационной сланцеватостью, несогласной с кристаллизационной сланцеватостью в габбро.

Эндербиты в составе средних и крупных массивов образуют неправильной формы тела с апофизами в габброиды или слагают целиком мелкие овальной формы массивы. Отмечаются также участки мигматитов – ветвистых, сетчатых и небулитов, в которых субстрат представлен кристаллосланцами, а жильный материал – эндербитами. Эндербиты средне- и крупнозернистого сложения мезократовые породы с гипидиоморфнозернистыми и порфирированными структурами, нарушенными явлениями бластеза, катаклаза и метасоматического замещения. Состав

их изменяется от диоритового до плагиогранитного. Устойчивой минеральной ассоциацией в эндербитах является гиперстен, плагиоклаз № 35–45 (иногда антипертитовый), кварц. Обычны в них также биотит, диопсид (салит) и амфибол, встречается гранат. Для жильных эндербитов характерно наличие крупных зерен гиперстена до 1,5–2,0 см по длинной оси, часто обрастающих каймами диопсида, куммингтонита или роговой обманки и граната. Диафторированные разновидности эндербитов, в которых гиперстен превращен в агрегат слюдистых минералов, отвечают биотит-диопсид-амфиболовым, амфибол-биотитовым, биотитовым диоритам, кварцевым диоритам и плагиогранитам. В них сохраняются реликтовые гранитовые структуры, но более обычны гломерогранобластовые, катакластические. Акцессорные минералы те же, что и в габброидах: апатит, сфен, рудный.

Чарнокиты имеют преимущественно гранодиоритовый, реже гранитовый состав, кроме того встречаются чарноэндербиты – ортоклазсодержащие эндербиты. Они слагают отдельные мелкие тела с выдержанным обликом и составом пород, включают ксенолиты более ранних дифференциатов комплекса или вмещающих пород, имеющих резкие, четкие границы. Наблюдаются также чарнокиты, образующие различные по величине пятнистые участки с неясными очертаниями и находящиеся в тесной ассоциации с эндербитами. Встречаются они также в габброидах и эндербитах в виде пластовых и пластово-секущих жил мощностью 0,3–2,5 м. В жильном материале и на контакте его с субстратом иногда отмечается интенсивное развитие граната в виде каймы шириной до 2–3 см. Чарнокиты – обычно крупнозернистые до пегматоидных массивные розовато-серого или бурого цвета породы. Выделяются разновидности равномернозернистые с редкими порфиризовидными выделениями ортоклаза и порфиризовидные до рапакивиподобных, в которых количество порфиризовидных выделений ортоклаза достигает 30 %. Состав неизменных чарнокитов определяется парагенезисом: гиперстен, плагиоклаз № 23–25, ортоклаз (моноклинный), кварц, биотит (ярко-коричневый). К обычным для пород комплекса акцессорным минералам добавляются монацит и циркон.

Чарнокиты редко сохраняются в неизменном виде. При метаморфизме происходит их преобразование в массивные граниты, в которых ортоклаз становится триклинным, появляется решетчатый промежуточный микроклин, часто в виде крупных порфирокластовых выделений; гиперстен и ярко-коричневый биотит практически исчезают, замещаясь темно-коричневым биотитом. При дальнейших преобразованиях в условиях амфиболитовой фации с участием деформаций чарнокиты переходят в средне-равномернозернистые розовые и белые гнейсограниты, для которых наиболее типичен парагенезис: микроклин, плагиоклаз № 23–28, кварц, биотит, амфибол, и заметно возрастает количество сфена и ортита.

В породах комплекса отмечаются маломощные (15–20 см) дайки долеритов, диорит-порфиритов и микрогаббро, обычно превращенные в двупироксен-амфиболовые кристаллосланцы. Они часто залегают по контакту габброидов и эндербитов, иногда секутся жилками эндербитов, т. е. возраст их доэндербитовый.

Определить какую-либо закономерность в пространственном размещении отдельных разновидностей пород в пределах массивов затруднительно, в основном из-за недостаточной обнаженности.

Породы комплекса относятся к толеитовой высокожелезистой и известково-щелочной сериям. Для них характерно относительно высокое содержание K_2O и Ва. Чарнокиты относятся к семейству умереннощелочных гранитов и гранитов калиево-натровой серии, чарноэндербиты – к натровой серии [18].

Верхний возрастной предел поньгомского комплекса определяется пересечением всех его разновидностей, жилами и малыми телами плагиомикроклиновых гранитов и аплитов позднелопийского керетьского комплекса, оказывающих на них метасоматическое воздействие U-Pb методом по цирконам для чарнокитов района оз. Нотозера был получен возраст 2 720–2 730 млн лет [23].

Поскольку преобладающая часть пород комплекса характеризуется средней и сильной магнитной восприимчивостью, колеблющейся от 0 до $1\ 800 \cdot 10^{-6}$ СГС, в магнитном поле участкам их развития соответствуют резко переменные магнитные поля с отдельными локальными аномалиями интенсивностью до 2 000 нТл и более изометричной, овальной и линзовидной формы, как правило, отвечающими выявленным массивам. Это позволило соотнести некоторые характерные аномалии с предполагаемыми массивами чарнокитоидов (субмеридиональная группа тел от губы Миронова оз. Нотозера на севере до оз. Верх. Васкозеро на юге). В соответствии с широким диапазоном состава пород комплекса широко варьирует и их плотность, изменяющаяся от $3,0\text{ г/см}^3$ для габброидов до $2,64\text{--}2,60\text{ г/см}^3$ – для чарнокитов. Но поскольку доля габброидов в составе массивов невелика и сами массивы преимущественно мелкие, локальных аномалий силы тяжести они не образуют.

По материалам дешифрирования аэро- и космоснимков конкретные массивы комплекса не выделяются, однако в совокупности с окружающими их мигматит-гранитами они создают характерный рисунок структурных линий: чередование четко выраженных разновеликих овалов, полуовалов и почти округлых форм с внутренними полукольцевыми линиями и разделяющих их линейных и клиновидных зон.

Как видно из приведенного описания, поньгомский комплекс является весьма сложным как в морфологическом, так и в генетическом отношении. Наряду с очевидными признаками интрузивного генезиса в процессе дифференциации магмы, источник который пока с достоверностью не установлен, для части пород не исключается их метасоматическая и ультраметаморфогенная природа; имели место и процессы контаминации кислыми членами комплекса более основных пород с образованием промежуточных разновидностей (чарноэндербитов, монцодиоритов и пр.). По данным О. И. Володичева и Н. Е. Король [5, 18] формирование интрузий габбро-эндербитового комплекса происходило в условиях гранулитовой фации умеренных давлений, а их преобразование – в амфиболитовой фации кианитового высокобарического типа.

Илейкинский долерит-диоритовый дайковый комплекс (δLP_2i) выделен на рассматриваемой территории впервые по материалам В. С. Степанова [39, 40]. Дайки этого комплекса изучены на островах Илейки, Медянка, Пестяной, Пижостров Белого моря (восточнее и юго-восточнее устья Чупинской губы), в районе озер Нижнее Попово и Бол. Воронское и озера Ворочистое. Эти дайки секут друзиты раннелопийского боярского комплекса и, в свою очередь, секутся плагиогранитами позднелопийского никольского комплекса, чем определяется их позднелопийский возраст.

Дайки сложены гранатовыми и полевошпатовыми амфиболитами, реже – метадолеритами, в которых сохраняются участки с магматическими структурами (офитовыми, порфиоровыми и др.) и реликтами первичных минералов. Преобладают гранобластовые и немагнотгранобластовые структуры. На островах Илейки они локализованы в зоне субмеридионального простирания. При этом по прямым пересечениям выделяется пять сближенных во времени возрастных поколений даек, имеющих небольшие различия в ориентировке и эруптивные взаимоотношения, что позволяет рассматривать данный комплекс как многофазный. Размеры даек не превышают первых метров по мощности и первых десятков до сотен метров по простиранию.

Отсутствием четких петрографических особенностей, вероятно, объясняется ограниченность отнесенных к данному комплексу объектов, однако можно предполагать более широкое развитие даек этого комплекса. По химизму они варьируют от мезократовых базитов до диоритов и по содержанию петрогенных и малых элементов существенно отличаются от остальных базитовых комплексов Беломорья. По петрохимическим особенностям В. С. Степановым [40] в составе комплекса выделяются породы пяти фаз. Все они относятся к нормальному ряду, натриевой (породы 1, 2, 4 и 5 фаз) и калиево-натриевой (породы 3 фазы) серий. Первая и пятая фазы отвечают диоритам, вторая–четвертая – мезократовым базитам. В породах базитового состава обычным парагенезисом является основной плагиоклаз № 50–52, роговая обманка, эпидот, гранат, в качестве реликтовых минералов выступают ортопироксен и авгит; акцессорные минералы представлены магнетитом и ильменитом. Породы диоритового состава характеризуются парагенезисом плагиоклаза № 42–43, обыкновенной роговой обманки и небольшого количества кварца; из аксессуариев присутствуют апатит, сфен, рутил и ильменит.

Хизоварский комплекс андезидацитовый ($\alpha \zeta LP_2h$) представлен маломощными (сантиметры–первые метры) дайками и мелкими штоками (десятки метров), локализующимися в западной части территории листа Q-36-XV в пределах Тикшеозерского ЗКП. Залегают они в metabазальтах верхнеозерской и челозерской свит нижнего лопия и имеют преимущественно согласное с ними северо-западное, реже секущее северо-восточное простирание.

В соответствии с данными В. Н. Кожевникова [15] по составу преобладают андезиты, андезидациты и дациты, отмечались также риодациты и риолиты. Породы имеют характерный красноватый цвет и обычно интенсивно изменены процессами автотметасоматоза вплоть до превращения их в плагиоклаз-кварц-биотит-гранатовые кристаллосланцы и амфибол-плагиоклаз-кварц-кианитовые крупнозернистые породы.

К этому же комплексу условно отнесены дайки габбродиоритов, развитые в Ирингорской структуре. Они секут смятые в складки метасоматиты по образованиям челозерской свиты.

Никольский комплекс плагиогранитовый ($p\gamma LP_2n$) локализуется в пределах БПП. Он представлен многочисленными пластовыми, пластово-секущими и секущими интрузиями, прорывающими все образования саамско-лопийского беломорского комплекса, раннелопийские друзиты боярского комплекса и оказывающими на них локальное контактовое и мигматизирующее воздействие. Массивы плагиогранитов прорываются позднелопийскими жилами аплитовидных и пегматоидных плагио-микроклиновых гранитов. Распределение массивов по пло-

щадя неравномерное, что отчасти является результатом различной обнаженности и изученности территории. Значительная концентрация их отмечается в юго-восточной части площади листов и особенно в районе Никольской губы Белого моря (рис. 3, петротип комплекса – № 45) среди образований хетоламбинского и котозерского подкомплексов, а также в толще лоухских гнейсов на всем ее протяжении. Отдельные маломощные (от 1 до 10 м) пластовые тела плагиогранитов отмечаются в кристаллосланцах и амфиболитах верхнеозерской свиты лопия района оз. Плотичного. Размеры тел плагиогранитов сильно варьируют и составляют от 5–10 м² (не выделяются в масштабе карты) до 7–14 км², преобладают тела размером 1–3 км².

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

Гранодиориты и кварцевые диориты, локализующиеся обычно в амфиболитах хетоламбинского подкомплексов, реже – в гнейсах лоухской толщи (район Тэдино), отличаются наличием в их составе обыкновенной роговой обманки и более основным составом плагиоклаза – до андезина № 32–36. По-видимому, эти породы являются в какой-то мере гибридными, ассимилирующими вещество вмещающих пород.

По химическому составу плагиограниты отвечают низкощелочным гранитоидам с существенным преобладанием Na над K. Они характеризуются низкой плотностью (2,60–2,63 г/см³) и слабой намагниченностью ($7 \cdot 10^{-6}$ СГС), в связи с чем, а также малыми размерами тел, они не выделяются ни в магнитном, ни в гравиметрическом поле.

На Госгеолкартах-200 первого поколения большая часть выделенных массивов плагиогранитов входила в состав керетьской толщи беломорской серии нижнего архея, а рядом исследователей относилась к олигоклазовым гранитам первой группы. Нами они сопоставляются с выделяемыми М. Е. Салье [7] ребольскими интрузиями плагиогранит-гранодиоритов. С периодом формирования никольского комплекса мы связываем развитие плагиомигматитов по глиноземистым гнейсам лоухской толщи, а также значительной части лейкосомы кварц-плагиоклазового состава в образованиях хетоламбинского и котозерского подкомплексов. Для массивов, расположенных на полуострове Толстик, которые могут параллелизоваться с никольским комплексом, Т. В. Каулиной [1] получены цифры возраста, равные $2\,761 \pm 10$ и $2\,685 \pm 8$ млн лет (циркон, U-Pb), достаточно удовлетворительно согласующиеся с принимаемым их положением в данной работе. Вероятно, в составе никольского комплекса, судя по достаточно большому возрастному интервалу формирования массивов (порядка 50–60 млн лет), объединены две возрастные группы плагиогранитов, не имеющие однако выраженных геолого-петрографических различий.

Керетьский комплекс мигматит-анатектит-гранитовый (γLP_2k) представлен субмеридиональной полосой развития мигматит-гранитов, протягивающейся от восточного берега оз. Кереть (к югу от южной рамки листа Q-36-XVI) к северу до южного берега оз. Ковдозера у северной границы листа Q-36-XV. Ширина ее составляет от 3–4 до 14–15 км. Вся эта полоса развития мигматит-анатектит-гранитов рассматривается нами как зона сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельской гранит-зеленокаменной области. В ее пределах выделяется эталонная площадь, расположенная юго-восточнее оз. Кривасозеро (рис. 3, № 53).

Керетьский комплекс развит также на значительных площадях БПП в северо-восточной части листа Q-36-XVI. Здесь им сложены прерывистые со сложными извилистыми границами полосы общего северо-западного простирания, продолжающиеся на смежный с севера лист Q-36-IX. Его возрастным и формационным аналогом в Северо-Карельской СФЗ является **охтаньярвинский комплекс (γLP_2o)**.

На Госгеолкартах-200 первого поколения площади развития мигматит-анатектит-гранитового комплекса относились к керетьской, частью к хетоламбинской толщам беломорской серии, испытавшим сильную мигматизацию и гранитизацию. Комплекс, в основном, граничит с котозерским мигматит-плагиогранитным подкомплексом беломорского комплекса, с которым он имеет постепенные переходы через зоны шириной от нескольких сот метров до нескольких километров. В пределах этих зон происходит смена мигматит-гранитов с тенями более древнего субстрата мигматитами с достаточно хорошо распознаваемым субстратом – плагиогранитоидами котозерского подкомплекса. В связи с этим на большем своем протяжении граница проводится как условная. С хетоламбинским подкомплексом граница четкая и имеет согласный

или согласно-секущий характер с зонами экзоконтактовых мигматитов шириной в десятки метров.

Позднелопийские мигматит-граниты в виде маломощных тел неправильной или жильной формы, не выделяющиеся в масштабе карты, имеют довольно широкое развитие во всех образованиях беломорского плутоно-метаморфического комплекса. По данным М. Е. Салье [7] среди них выделяются тела метасоматического генезиса, насыщенные реликтами окружающих пород и имеющими нечеткие расплывчатые контакты, и аллохтонные массивы с резкими контактами и эруптивными соотношениями с породами рамы. Тела мигматит-гранитов сопровождаются ореолами мигматитов всех известных морфологических типов с лейкосомой кварц-плагиоминоклинового состава. Их образование, судя по результатам исследований Т. Ф. Зингер [16], происходило в процессе метаморфической дифференциации в условиях амфиболитовой фации высоких давлений. Мигматит-граниты оказывают активное контактное воздействие на друзиты боярского и окуневогубского комплексов, которые в области их влияния амфиболитизированы и биотитизированы, часто блокированы с образованием участков (зон) агматитов.

Керетьский, а также и охтаньярвинский комплексы характеризуются крайней неоднородностью состава и структурно-текстурных особенностей слагающих их пород. Основу этих комплексов составляют теньевые мигматиты и мигматит-граниты микроклинового, плагиоминоклинового и микроклин-плагиоклазового состава. Степень гомогенизации их различна: если в одних, хотя и в неясной форме, сохраняются структуры более ранних пород (тени агматитовых, полосчатых и др. плагиомигматитов), то другие характеризуются однородными равномерно-зернистыми или порфировидными текстурами, массивными или сланцеватыми. Зернистость их также крайне изменчива: в пределах одного обнажения отмечаются породы от средне- до грубозернистых. Неоднородность пород рассматриваемого комплекса усиливается наличием в их составе значительного количества линз, гнезд и жил аплитов и пегматитов. Переходы между всеми разновидностями пород постепенные, трудноуловимые, контакты согласные. Они характеризуются гранобластовыми, реже бластогранитовыми структурами с элементами структур метасоматического замещения.

Петрографический состав мигматит-гранитов определяется варьирующим содержанием микроклина (20–70 %), кварца (20–35 %), плагиоклаза (10–30 %) и биотита (5–10 %); присутствуют также мусковит, гранат, роговая обманка (в сумме – до 1–5 %). Из аксессуарных отмечены ортит, апатит, циркон, сфен, ильменит, магнетит, количество которого иногда достигает 1 %.

Средняя плотность пород рассматриваемого комплекса составляет 2,62–2,64 г/см³, иногда понижаясь до 2,52 г/см³. Магнитная восприимчивость, в основном, низкая, не превышающая $30 \cdot 10^{-6}$ СГС, но в случае наличия обильной вкрапленности магнетита повышается до $(100–3000) \cdot 10^{-6}$ СГС. На гравиметрической карте мигматит-анатектит-гранитовому комплексу отвечают поясовые слабоотрицательные или слабоположительные аномалии; магнитное поле близкое к нормальному с отдельными линейными положительными аномалиями, ориентированными согласно с простиранием мигматит-гранитов.

На МАКС керетьский комплекс характеризуется тем же типом структурных линий, что и котозерский – сочетанием кольцевого, полукольцевого и овального рисунка.

Позднелопийский возраст образований керетьского комплекса обосновывается пересечением телами мигматит-гранитов раннелопийской мигматитовой полосчатости, воздействием их на друзиты боярского комплекса и участием их в складчатых движениях конца ребольского цикла. Подтверждается он изотопным возрастом мигматит-гранитов, полученным по району рудника Плотина Rb-Sr методом по циркону, равным 2710 ± 50 млн лет.

Кухтозерский диорит-гранодиоритовый комплекс (δLP_2k) выделяется в юго-западной части листа Q-36-XV в пределах Северо-Карельской СФЗ. К нему относятся восемь массивов, в основном мелких размеров от 200×200 до 600×1600 м и один довольно крупный – Кухтозерский, являющийся петротипом данного комплекса (рис. 3, № 35). Он имеет грушевидную в плане форму, вытянутую в субмеридиональном направлении вдоль восточного берега оз. Тикшеозера. Длина его составляет 11 км, ширина в северной половине от 1 до 2 км, в южной – до 7,5 км.

Западный контакт Кухтозерского массива с вмещающими его саамско-раннелопийскими мигматитами кестеньгского комплекса согласный. По данным К. А. Шуркина [6] он имеет эндоконтактовую зону закалки мощностью в 2–3 м, в пределах которой в породе исчезают порфировкрапленники, крупнозернистые диориты сменяются среднезернистыми и в самом контакте мелкозернистыми. Восточный контакт массива с лопийскими и сумийскими вулканитами тектонический.

Диориты секутся жилами мощностью от нескольких сантиметров до 1–1,5 м и небольшим телом лейкогранитов позднелопийского винговского комплекса. В массиве присутствуют ксе-

нолиты плагиосланцев по вулканитам среднего–основного состава, по-видимому, принадлежащих верхнеозерской свите нижнего лопия. Ксенолиты имеют вид пластов длиной в несколько метров с как бы обрубленными окончаниями.

Массив представлен, в основном, порфиоровидными, местами отчетливо трахитоидными диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и микроклин-плагиоклазовыми гранитами, связанными друг с другом постепенными переходами. Трахитоидность параллельна длиной оси массива и круто погружается в западных румбах. В ряде случаев текстура пород шпировидная, обусловленная наличием разновеликих линзовидных обособлений более меланократовых, чем основная масса породы. Породы состоят из плагиоклаза (50–70 %), основность которого изменяется от андезина в диоритах и кварцевых диоритах до олигоклаза в гранодиоритах и микроклин-плагиоклазовых гранитах, обыкновенной роговой обманки (10–20 %), биотита (5–10 %), кварца (3–15 %); в гранодиоритах и гранитах присутствует решетчатый пертитизированный микроклин (15 %), образующий вместе с плагиоклазом порфировкапленники, и биотит, часто хлоритизированный. Акцессорные: апатит, ортит, рудный.

В массивах кухтозерского комплекса часто отмечаются процессы разгнейсования и рассланцевания, что, вероятно, связано с приуроченностью массивов к неоднократно подновляющимся разрывным нарушениям.

В соответствии с данными К. А. Шуркина породы комплекса относятся к ассоциациям нормального ряда, существенно натровым с примерно равным содержанием закисного железа и магния ($\text{FeO}:\text{MgO}\approx 1$).

Тела диоритов являются аллохтонными, внедрившимися по зонам разломов. Их расплав, вероятно, возник в области интенсивного реоморфизма гранитоидов фундамента и ассимилировал в какой-то степени вещество основных вулканитов лопия.

Магнитная восприимчивость пород комплекса низкая, в связи с чем в поле $(\Delta T)_a$ им соответствуют отрицательные магнитные аномалии. Несмотря на достаточно высокую плотность, изменяющуюся от 2,86–2,82 г/см³ для диоритов–кварцевых диоритов до 2,70 г/см³ – для гранодиоритов, массивам диоритоидов отвечает нормальное или слабоотрицательное гравиметрическое поле, что, вероятно, объясняется более высокой общей плотностью вмещающих их метавулканитов лопия.

Относительный возраст массивов кухтозерского комплекса устанавливается достаточно надежно по прорыванию ими метавулканитов нижнего лопия и пересечению их лейкогранитами позднелопийского винговского комплекса. Изотопный возраст их не установлен.

Мягрекский (γLP_2m) и винговский (γLP_2v) гранитовые комплексы локализуются почти исключительно в западной части территории на листе Q-36-XV. Мягрекский комплекс выделяется в БПП, винговский – в Северо-Карельской СФЗ.

Большая часть массивов мягрекского комплекса сосредоточена в полосе развития позднелопийского керетьского мигматит-анатектит-гранитового комплекса, реже – по границе его с котозерским мигматит-плагиогранитовым подкомплексом, трассируя, таким образом, зону сочленения БПП и Северо-Карельской СФЗ. Лишь единичные тела этого комплекса отмечаются восточнее вблизи западной границы лоухской толщи с котозерским подкомплексом. К мягрекскому комплексу относится более 70 преимущественно мелких штоко- и пластообразных тел размером от 200×300 м до 1×2 км, редко – до 2×4 км. Массивы, наиболее типичные для этого комплекса, находятся в зоне хорошо обнаженных Корытных гор к юго-западу от оз. Нижнее Котозеро, где они локализуются в антиформной структуре керетьского комплекса (рис. 3, № 27). Контакты гранитов с вмещающими мигматит-гранитами четкие, обычно согласные, но не резкие, что объясняется близостью их состава. Более определенно границы устанавливаются в случае залегания массивов в плагиогранитоидах котозерского подкомплекса и гнейсах лоухской толщи. В составе последней они представлены маломощными пластовыми, реже пластово-секущими телами, не выделяющимися в масштабе карты, а также многочисленными пегматитовыми жилами.

Граниты прорывают раннелопийские друзиты и оказывают на них метаморфизирующее и мигматизирующее воздействие, содержат их ксенолиты. В то же время они сами прорываются сумийскими друзитами, подвергаясь в зоне контакта рассланцеванию и контаминации, что приводит к образованию пород, отвечающих по составу гранодиориту.

Граниты характеризуются розовым разных оттенков цветом, средне- и крупнозернистым сложением, редко – мелкозернистым аплитовидным. В них часто присутствуют пегматоидные выделения в жильной и гнездообразной форме. Текстура обычно массивная, иногда гнейсовидная, часто сланцеватая. Структура гипидиоморфнозернистая, порфиоровидная, как правило, осложненная явлениями бластеза, метасоматического замещения и катаклаза. По составу это лейкократовые до аляскитовых биотитовые или мусковит-биотитовые микроклин-плагиоклазо-

вые, плагио-микроклиновые до существенно микроклиновых граниты. Иногда в них отмечается роговая обманка; акцессорные: апатит, сфен, циркон, рудные. Для гранитов мягрекского комплекса характерна повышенная щелочность, низкое содержание фемических компонентов. Встречаются разновидности, относящиеся к калинатровой или натрово-калиевой сериям.

Ни в гравиметрическом, ни в магнитном поле отдельные массивы гранитов не выделяются из-за небольших размеров тел и близости их петрофизических свойств со свойствами вмещающих гранитоидов, вместе с которыми они создают слабоотрицательные гравитационные и переменные магнитные поля.

На материалах МАКС отдельные тела гранитов также не выделяются, но участкам их широкого развития соответствует концентрический рисунок структурных линий (горы Корытные, участок юго-восточнее оз. Габозера), вероятно отражающий куполовидный характер структур, связанных с формированием гранитов.

Все особенности гранитов мягрекского комплекса указывают на их образование в процессе частичного или полного плавления подготовленных к этому пород субстрата – плагиогранитоидов и мигматит-гранитов, происходившим в позднелопийское время. Большая часть массивов является автохтонными или субавтохтонными телами.

Массивы винговского комплекса, общее количество которых составляет порядка 20, в основном, располагаются в метавулканитах тикшеозерской серии нижнего лопия и, в меньшей степени, в мигматит-гранитах охтаньярвинского комплекса. Они представлены как мелкими, так и средними по размерам телами, локализующимися вдоль субмеридиональной зоны разломов, трассирующей направление Тикшеозерского ЗКП, или располагающихся вдоль оперяющих северо-восточных разломов.

Наиболее крупным является Винговский массив, выступающий как петротип винговского комплекса (рис. 3, № 18). Он располагается к северу от оз. Винга и одноименной горы. Массив и его небольшой саттелит, находящийся северо-восточнее, детально изучались с целью оценки использования гранитов в качестве облицовочного камня [79, 90]. В результате было установлено, что эти массивы представляют собой пластообразные тела, имеющие в плане близкую к овальной форму, вытянутые в субмеридиональном направлении. Западные контакты их крутые с падением на северо-восток под углом $70-80^\circ$, резкие, согласные с вмещающими лопийскими амфиболитами, которые в приконтактной зоне мощностью 1–1,5 м переходят в гранат-биотит-амфиболовые гнейсы. Восточные контакты массивов со сланцами и амфиболитами постепенные через узкую шириной в десятки–первые сотни метров зону послонных мигматитов, в которых жильный материал представлен аплитовидным гранитом. В эндоконтактных зонах граниты часто милонитизированы. В гранитах отмечаются маломощные кварцевые жилки и зоны окварцевания, ориентированные согласно сланцеватости и, по-видимому, трассирующие субмеридиональные разрывные нарушения. Крайне редко в гранитах присутствуют ксенолиты вмещающих пород.

Граниты Винговского и остальных массивов, отнесенных к винговскому комплексу, розовые и красные средне- и крупнозернистые, обычно гнейсовидные, редко – массивные лейкократовые. Структура их гипидиоморфнозернистая, grano- и лепидогранобластовая с элементами катаклаза и метасоматического замещения. Содержание основных породообразующих минералов довольно сильно варьирует и составляет: кварца – 23–45 %, плагиоклаза (альбит-олигоклаза и олигоклаза) – 20–36 %, микроклина – 25–50 %, биотита – 4–10 %, мусковита – до 1,5 %. Акцессорные минералы: рудные (магнетит, ильменит, мартит, лимонит) – до 1 %, сфен, ортит, апатит, монацит, гранат. По минеральному и химическому составу граниты относятся к нормальному или умереннощелочному петрохимическому ряду и отвечают лейкогранитам и умереннощелочным двуполевошпатовым гранитам.

Некоторым массивам винговского комплекса отвечают положительные локальные аномалии поля $(\Delta T)_g$ различной интенсивности. В частности Винговскому массиву и его саттелиту, отличающихся повышенной намагниченностью до $1\ 800 \cdot 10^{-6}$ СГС соответствует аномалия интенсивностью до 1 000 нТл. Плотность гранитов находится в интервале 2,54–2,64 г/см³, поэтому Винговскому массиву, залегающему среди более тяжелых метавулканитов лопия, отвечает отрицательная гравианомалия, но большинство более мелких массивов и, в особенности, залегающих в близких по плотности мигматит-гранитах охтаньярвинского комплекса в поле $\Delta\delta$, не выделяются.

Массивы винговского комплекса, залегающие в лопийских метавулканитах, являются аллохтонными телами, вероятно, связанными с глубинными очагами; локализующиеся в охтаньярвинском комплексе – автохтонными и субавтохтонными анатектитами.

Изотопные определения возраста конкретно для гранитов мягрекского и винговского комплексов отсутствуют, но судя по данным, имеющимся для аналогичных массивов, формирова-

ние их происходило в интервале 2,75–2,65 млрд лет, а по данным Е. В. Бибиковой [1] в период 2 700–2 600 млн лет. Геологически верхний возрастной предел гранитов винговского комплекса определяется развитием на них предрезанной коры выветривания.

ЛОПИЙСКО-РАННЕКАРЕЛЬСКИЕ (ПОЗДНЕАРХЕЙСКО-РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ) ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Позднеархейские–раннепротерозойские плутониты представлены **нерасчлененными лопийскими и сумийскими друзитами** ($v\sigma LP-KR_1^1$). Выделение этой группы интрузий оказалось необходимым ввиду невозможности в целом ряде случаев установить формационную принадлежность и возраст конкретных массивов. Это связано как с близостью состава и структурных особенностей пород обоих комплексов (для тех и других характерным признаком являются друзитовые структуры), так и с часто наблюдаемым превращением их в однотипные амфиболиты. В результате в условиях недостаточной обнаженности, обилия мелких и очень мелких тел и отсутствия по некоторым из них необходимых данных о соотношении их с другими породами, целый ряд массивов друзитов отнесен на карте в группу нерасчлененных.

КАРЕЛЬСКИЕ (РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ) ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Раннепротерозойские плутониты подразделяются на ранне- и позднекарельские.

РАННЕКАРЕЛЬСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Раннекарельские плутониты имеют на рассматриваемой территории заметное развитие. Большая их часть представлена интрузиями основного и ультраосновного состава, развитыми как в БПП, так и в Северо-Карельской СФЗ. По возрасту они относятся к сумийским, людиковийским и людиковийско-калевийским нерасчлененным. Раннекарельские гранитоиды также выделяются и в БПП, и в Северо-Карельской СФЗ.

Сумийские плутониты выделяются в БПП, в зоне его сочленения с Северо-Карельской СФЗ и в Северо-Карельской СФЗ. Они представлены куземским лерцолит-габброноритовым комплексом, нуоруненским и полярногорским гранитовыми комплексами.

Куземский лерцолит-габброноритовый комплекс ($v\sigma KR_1^1k$) на площади карты имеет ареальное развитие и включает порядка 120 тел от очень мелких, показанных вне масштаба, до интрузий площадью в 8–10 км². Максимальная концентрация их приходится на БПП и существенно меньшая – на зону сочленения его с Северо-Карельской СФЗ и саму Северо-Карельскую зону. Участки повышенной концентрации мелких тел на схеме расположения интрузивных образований (рис. 3) объединяются в несколько ареалов. Н. Д. Маловым [25] пространственное развитие массивов комплекса определяется приуроченностью их к сопряженной системе линейных прерывистых магмоподводящих зон разломов субмеридионального, субширотного и северо-восточного направлений. Интрузии этого комплекса на Госгеолкартах-200 первого поколения включались в единую позднеархейскую серию друзитов, а К. А. Шуркиным [48] относились к позднеорогенной группе архейских интрузий.

Выделяется два морфологических типа интрузивов: линейно-вытянутые в плане, трактуемые как дайки или пластовые тела, и линзовидные, близкие к изометричным и подковообразные в плане тела типа лополитов и факолитов.

Дайкообразные тела обычно мелкие, не превышающие в длину 0,1–1 км при мощности в первые десятки метров, лишь некоторые из них, как например, дайки района рудника Карельского–оз. Копотозеро, достигают в длину 2–3 км и мощности до 500 м. Достаточно часто отмечается блокировка тел со смещением и растаскиванием их фрагментов и заполнением образовавшихся полостей более поздним гранитным или пегматитовым материалом (будинаж). Массивы комплекса характеризуются как первичными интрузивными контактами с зонами закалки мощностью до 1,5–2 м, ксенолитами вмещающих пород и апофизами мелкозернистых габброноритов в породы рамы, так и вторичными тектоническими, сопровождающимися развитием зон амфиболитизации, связанными с участием пород комплекса в постинтрузивных тектонических движениях. Иногда контактовые взаимоотношения усложняются явлениями частичного плавления вмещающих пород с образованием гранофировых пород в зоне экзоконтакта и гибридных – в эндоконтактной зоне. В процессе палингенеза вмещающих пород происходило образование гранитной выплавки, которая обособлялась в виде пегматоидных шлиров и жил аплитовидных гранитов, внедрившихся в габброиды.

Большая часть массивов комплекса из-за незначительных размеров не имеет индивидуального выражения в физических полях. Но наиболее крупным из них или участкам скопления нескольких сближенных тел отвечают положительные локальные гравиметрические аномалии интенсивностью от 2–4 до 6 и более мГал. Как правило, эти же массивы, имеющие в своем составе ультраосновные и оливинсодержащие основные породы, подвергшиеся серпентинизации, достаточно четко выражены в магнитном поле. Им отвечают локальные положительные изометрические, линзовидные или овальные аномалии $(\Delta T)_a$ интенсивностью от 500–1 000 до 2 000 и иногда более нТл.

На МАКС некоторые массивы выделяются благодаря однородному более темному, чем вмещающие их породы, фототону.

Мелкие интрузивы являются однофазными телами, сложенными какой-либо одной разновидностью пород, чаще всего оливиновыми габброноритами и габброноритами. В более крупных массивах (рис. 3) – Келейногубском (№ 19), Чупинском (№ 39), Вехкозерском (№ 58), Чкаловском (№ 41) и других – наблюдаются отчетливые черты дифференциации. В группах пространственно сближенных массивов устанавливается непрерывный ряд пород: плагиоклазовые лерцолиты–оливиновые меланогаббронориты–оливиновые габбронориты–габбронориты, лейкогаббронориты–иногда анортозиты. Характерными членами комплекса являются габбропегматиты, образующие в пределах массивов мелкие жилы и шпирсы. В конкретных массивах амплитуда дифференциации обычно невелика и чаще ограничивается пределами оливиновые габбронориты–плагиоклазовые лерцолиты или оливиновые габбронориты–анортозиты.

Магматическая расслоенность в интрузивах комплекса выражена слабо и проявляется в наблюдаемой в некоторых массивах зональности. Зоны различаются характерными группами пород, имеют между собой резкие контакты без зон закалок и, иногда, обладают определенными чертами ритмичности, обусловленными различными концентрациями оливина, ортопироксена и плагиоклаза в соседних слоях (Ригачозерский массив).

В. С. Степановым предполагается образование комплекса в две фазы: главную, в течение которой был сформирован дифференцированный ряд лерцолитов–габброноритов, и заключительную, образовавшую мелкие дайки и жилы, секущие породы главной фазы и имеющие с ними резкие, четкие, довольно прямолинейные контакты.

Характерной общей чертой пород куземского комплекса является своеобразная друзитовая структура, сочетающаяся с габбровой, офитовой, габброофитовой и пойкилитовой, а также голубовато-зеленый цвет зерен плагиоклаза, хорошо выделяющегося на темно-сером фоне породы. Друзитовые структуры представлены пироксеновыми, гранатовыми и амфиболовыми каймами, образующими концентрически-зональные постройки на границах зерен оливина и плагиоклаза.

Главными петрографическими типами меланократовых дифференциатов комплекса являются плагиоклазовые лерцолиты и оливиновые меланогаббронориты, весьма близкие между собой по внешнему облику. Кроме того, выделяются плагиоклазсодержащие гарцбургиты и вебстериты. Зернистость пород изменяется от средней до крупной, текстуры массивные, редко – полосчатые, структуры равномернозернистые и порфириовидные. Главные минералы этих пород, находящиеся в разных количественных соотношениях – оливин (хризолит), ортопироксен (бронзит), клинопироксен (эндиопсид и авгит) и плагиоклаз андезин-лабрадорного ряда; второстепенные – хромшпинелиды или хромит, количество которых достигает 1,5–2 %; вторичные – амфибол, гранат и серпентин в ассоциации с пылевидным магнетитом, замещающими оливин. В качестве кумулатов выступают шпинель, оливин и бронзит; плагиоклаз и клинопироксен являются интеркумулятивными минералами. Акцессорные минералы представлены рутилом, ильменитом и сульфидами.

В зонах эндоконтактов отмечаются гранофировые габбронориты, иногда слагающие мелкие самостоятельные тела. Для них характерно интерстиционное развитие кварц-олигоклазового и реже кварц-калишпатового гранофира в количестве до 14 %, который выполняет промежутки между идиоморфными таблитчатыми зёрнами плагиоклаза. В лейкократовых габброноритах и лейкогаббро содержание плагиоклаза возрастает до 60–80 %, клинопироксен обычно резко преобладает над ортопироксеном. Анортозиты, имеющие ограниченное распространение, состоят более чем на 90 % из удлиненнопризматических зерен плагиоклаза – лабрадора, между которыми располагаются псевдоморфозы бледно-зеленого амфибола по пироксену, окруженные цепочками зерен граната.

Породы заключительной дайковой фазы представлены оливиновыми, пироксеновыми порфиритами и мелкозернистыми габброноритами субофитовой структуры. Порфириовидные выделения – оливин, ортопироксен и реже – клинопироксен. Основная масса полнокристаллическая, сложена плагиоклазом, мелкими зёрнами пироксена, граната и биотита.

Метаморфические процессы приводят к преобразованию пород комплекса в гранатые, полевошпатовые, реже – куммингтонитовые, кианитовые амфиболиты и серпентиниты. Амфиболиты обычно развиты в периферических частях интрузий или вдоль рассекающих их тектонических трещин. Устанавливается их формирование одновременно со свекофенской складчатостью.

В целом породы комплекса характеризуются как плотные и слабомагнитные. Для меланократовых разновидностей средняя плотность равна $3,20\text{--}3,28\text{ г/см}^3$, для лейкократовых – $2,95\text{--}3,09\text{ г/см}^3$. В серпентинизированных и амфиболитизированных породах она понижается до $2,82\text{ г/см}^3$. Магнитная восприимчивость обычно составляет от $(10\text{--}20)\cdot 10^{-6}$ до $(40\text{--}80)\cdot 10^{-6}$ СГС, резко возрастая в серпентинизированных породах с новообразованными ферромагнетиками от первых сотен до десятков тысяч 10^{-6} СГС [31].

Достаточно представительные петрохимические данные [39] позволяют охарактеризовать родоначальную магму лерцолит-габброноритового комплекса как толеитовую, характеризующуюся повышенными содержаниями Na_2O , K_2O и редких щелочей, высоким содержанием MgO , Cr_2O_3 , NiO при пониженных концентрациях Al_2O_3 , CaO , TiO_2 . Вместе с тем отмечаются заметные вариации в химизме конкретных массивов, различающихся по железистости и концентрациям Ti , Cr и Ni . В распределении интрузивов с различными средними составами В. С. Степановым установлена латеральная зональность, которая объясняется им докамерной дифференциацией магмы. Большая часть массивов комплекса, развитых на рассматриваемой территории, относится к зоне оливиновых пород, и только массивы зоны сочленения БПП и Северо-Карельской СФЗ частично принадлежат зоне безоливиновых пород. Камерная дифференциация магмы проявляется в элементах расслоенности и существенных различиях по химизму конкретных массивов. По содержанию малых и рассеянных элементов и по основным петрохимическим параметрам комплекс занимает промежуточное положение между типичными ультраосновными и основными породами и характеризуется резко выраженной хромовой специализацией.

Формирование интрузивов куземского происходило в жесткой холодной раме на глубинах не менее 4–5 км в условиях спокойного растяжения земной коры [1].

Сумийский возраст куземского комплекса устанавливается по геологическим и геохронологическим данным: массивы прорывают все развитые на территории позднеархейские образования, пересекают селецкие складки, имеют закаленные контакты и прорываются калиевыми гранитами и пегматитами с возрастом $2\,394\pm 7$ млн лет [1]. По мнению В. С. Степанова [1] и других исследователей куземский комплекс является возрастным и формационным аналогом расслоенных интрузий олонгского комплекса и района Койлисмаа в Финляндии, имеющих возраст 2 450 млн лет. Аналогичный возраст получен для, вероятно, принадлежащих куземскому комплексу Ковдозерского и Толстиковского массивов, расположенных на смежном с севера листе Q-36-XVI [1].

По совокупности геолого-петрологических данных и формационной принадлежности куземский лерцолит-габброноритовый комплекс оценивается как потенциально никеленосный, представляющий определенный интерес также в отношении платиноидов [39].

Нуоруненский гранитовый комплекс (γ ; γ пкКР₁п) представлен (рис. 3) Степановоозерским (№ 26), Варалакшинским (№ 31) и Сигозерским (№ 32) массивами, расположенными восточнее оз. Тикшеозера вдоль западного борта Тикшеозерского ЗКП, Калгуварским (№ 60) и Калайокским (№ 57) массивами, локализующимися в юго-восточном обрамлении ЗКП. На территории листа Q-36-XV массивы гранитов сумийского возраста выделены впервые, хотя указания на возможность их наличия высказывались и ранее [71].

Массивы имеют в плане овальную или близкую к изометричной (Калгуварский массив) форму. Площадь Степановогубского и Варалакшинского массивов порядка 2 км^2 , Калгуварского и Калайокского – $3\text{--}4\text{ км}^2$, Сигозерского – 10 км^2 . Они прорывают саамско-лопийские плагиограниты кестеньгского комплекса, метавулканиты нижнего лопия, позднелопийские диориты кухтозерского комплекса и вулканиты сумия, оказывая на них в узкой эндоконтактной зоне активное мигматизирующее и метаморфизирующее воздействие. Характерно большое количество даек, распространенных как в массивах гранитов, так и во вмещающих их породах, мощностью от сантиметров до первых метров, прослеживающихся по простиранию на 10–50 м, редко – 100 м. Все они имеют отчетливые интрузивные соотношения с вмещающими породами, в том числе и с метавулканитами сумия. Метавулканиты на контакте с дайками биотитизированы, обогащены полевым шпатом, перекристаллизованы с укрупнением зерен. В отдельных прослоях слоистых метатупфов, межгранулярно обогащенных гранитным материалом, развивается гранат, то есть создается метаморфическая полосчатость, наложенная на первичную слоистость тупфов.

Большая часть гранитов рассматриваемого подкомплекса являются лейкократовыми плагиомикроклиновыми биотитовыми, реже – мезократовыми, характерного ярко-розового до мясо-красного цвета. Текстура их массивная или гнейсовидная, часто – порфиroidная; сложение от мелко- до крупнозернистого. Структура массивных гранитов гипидиоморфнозернистая, порфиroidная, в огнейсованных разновидностях – бластогранитная, бластокатакластическая. Состоят они из решетчатого микроклина и микроклин-микропертита (20–45 %), альбит-олигоклаза (20–40 %), кварца двух генераций – светло-серого и дымчатого (25–35 %), биотита (до 5 %), замещаемого мусковитом и хлоритом. В незначительных количествах присутствуют эпидот, цоизит, сфен, пирит, ильменит, апатит, ортит, турмалин, циркон, флюорит. Дайки представлены аплитами, плагиогранит-порфирами, пегматоидными гранитами.

Поскольку ранее массивы комплекса объединялись в единую группу позднеархейских гранитоидов [6, 37] имеются лишь весьма ограниченные данные по их петрохимическим особенностям. Так аплиты, секущие граниты Сигозерского массива и гранодиориты Кухтозерского массива, являются породами пересыщенными глиноземом с преобладанием К над Na или примерно равным их соотношением [6].

Массивы сумийских гранитов располагаются в нормальном гравиметрическом поле, не создавая отрицательных аномалий, что при весьма низкой их плотности, равной $2,54 \text{ г/см}^3$, вероятно объясняется незначительными размерами тел на современном срезе и локколитообразной формой. Магнитная восприимчивость гранитов также низкая, в связи с чем они располагаются в отрицательном магнитном поле.

Выделенные в нуоруненский комплекс массивы гранитов являются аллохтонными телами, о чем свидетельствует их приуроченность к разломам, наличие в них первично-магматических текстур и структур и четко проявленной жильной фации. Их сумийский возраст является в какой-то степени условным, поскольку с достоверностью устанавливается только нижняя их граница по пересечению гранитами сумийских метавулканитов, а изотопный возраст, равный 2 450 млн лет (циркон, U-Pb), определен только для Калгуварского массива (устное сообщение А. И. Слабунова).

Полярногорский гранитовый комплекс ($\gamma\text{KR}\downarrow p$) выделен на территории БПП в значительной степени условно по материалам М. Е. Салье и др. [7, 88], установивших наличие сумийских (селецких) гранитоидов и мигматитов по соотношению их со складчатыми деформациями ребольского и селецкого циклов и некоторым структурным особенностям.

Комплекс представлен мелкими и очень мелкими телами, показанными на карте, в основном, вне масштаба. Они имеют узколокальное развитие, концентрируясь в лоухской толще в зонах сумийской (селецкой) активизации. Выделяются субавтохтонные тела, залегающие в замках раннесумийских (раннеселецких) складок, и аллохтонные массивы, пересекающие позднелоупийские (позднеребольские) зоны кислотного выщелачивания, но участвующие в позднеселецких деформациях. В настоящее время на карте выделено восемь тел гранитов сумийского возраста на следующих участках: северо-западнее оз. Верх. Пулонгское, в районе Малиновой Вараки, южнее оз. Варацкого и северо-западнее оз. Верх. Вехкозеро. Граниты, как правило, лейкократовые микроклин-плагиоклазовые биотитовые или мусковитовые, обычно содержащие гранат, массивные, редко – сланцеватые с аплитовой структурой.

Лейкосомы мигматитов сумийского возраста имеют мелкопегматоидную, ортотектитовую и порфиробластическую структуру и кварц-плагиоклазовый состав. Она пересекает все предшествующие лейкосомы и сминается в складки селецкого цикла.

По данным Rb-Sr метода время формирования рассматриваемых гранитов составляет $2\,320 \pm 10$ млн лет [12]. Для микроклиновых порфиробластических гранитов, секущих сумийские габброиды полуострова Толстик на сопредельной с севера территории, установлен Pb-Pb возраст $2\,405 \pm 20$ млн лет [52] и $2\,365 \pm 25$ млн лет [1]. Этим подтверждается развитие в БПП процессов гранитообразования в сумийское время.

Людиковийские плутониты представлены **домашнегубским габбродолеритовым комплексом ($\nu;\nu\beta\text{KR}\downarrow d$)**, локализующимся в БПП. Он включает мелкие дайкообразные, редко – изометричные тела, сложенные своеобразными гранатовыми габбро, метагаббродолеритами, метадолеритами, диоритами и ортоамфиболитами. На Госгеолкартах-200 первого поколения породы этого комплекса включались в единую позднеархейскую группу друзитов в качестве их посторогенных дериватов.

Впервые в самостоятельный комплекс, более поздний по отношению к сумийскому лерцолит-габброноритовому комплексу, он был выделен В. С. Степановым под названием комплекс метапорфиритов–гранатовых габбро и им же детально охарактеризован [39]. Тела этого комплекса имеют достаточно широкое развитие, особенно на побережье и островах Белого моря, однако из-за крайне незначительных размеров большинство из них на карте не отражено.

Наиболее представительные тела этого комплекса показаны на карте на островах Керетьского архипелага (рис. 3, ареал № 24), на о. Пезжостров, в районе оз. Бол. Крохино и оз. Бол. Каменное. Преобладают дайки мощностью в десятки сантиметров и гораздо реже встречаются достигающие мощности в первые метры–первые десятки метров. Протяженность и тех и других значительная, нередко превышающая их мощность в 20–30 раз. Преобладающее простирание даек северо-западное до субмеридионального. Они секут породы беломорского комплекса, друзиты раннелопийского боярского и сумийского куземского комплексов. Контакты их с вмещающими породами эруптивные, часто осложненные различными по форме и размерам апофизами. В дайках присутствуют ксенолиты вмещающих пород и отчетливо проявлены зоны закалки мощностью от нескольких сантиметров до 2 м в наиболее крупных дайках. Дайки секут селецкие складки и участвуют в складчатых деформациях свекофеннского этапа, испытывая изгибание, блокирование и образование тектонических контактов с развитием бластомилонитов, зон амфиболитизации и полевошпатового порфиробластеза. Межблоковые полости обычно заполняются гранитным или пегматитовым материалом.

Внутреннее строение даек простое, обычно они сложены одной разновидностью пород. Редко в них наблюдается грубая магматическая полосчатость с чередованием мезо- и меланократовых габбро, а иногда и шлировидных обособлений лейкогаббро, т. е. комплекс дифференцирован. Породы характеризуются буровато- или красновато-серой окраской, переходящей в зеленовато-серую в амфиболитизированных разновидностях. Обычно они мелко-среднезернистые, реже – крупнозернистые, массивные, иногда гнейсовидные. Структуры их бластогаббровые, бластогаббродиабазовые, порфирировидные и гранобластовые. Широко распространены гранатовые и амфиболовые келифитовые каймы, развитые на границах агрегатных скоплений клинопироксеновых и плагиоклазовых зерен.

Типичная минеральная ассоциация пород комплекса представлена клинопироксеном (от авгита до салита), гранатом и плагиоклазом (от № 36–40 до № 25–27); в амфиболитизированных разновидностях к ним добавляется обыкновенная роговая обманка. Иногда встречаются реликты ортопироксена. В небольших количествах отмечаются кварц, биотит, сфен и рудные – ильменит, титаномагнетит, иногда пирротин и халькопирит.

Плотность пород варьирует в пределах 2,94–3,24 г/см³ при среднем значении 3,12 г/см³; магнитная восприимчивость низкая, редко превышающая (20–80)·10⁻⁶ СГС. Из-за незначительных размеров тел и невысокой намагниченности, в региональных геофизических полях они практически не выражены.

По химизму породы комплекса отвечают толеитам с высокой железистостью и значительными концентрациями TiO₂, V₂O₅ и P₂O₅. По-видимому расплавы, образовавшие их, претерпели значительную дифференциацию, протекавшую по феннеровскому пути в докамерный период эволюции, и не имеют прямой генетической связи с исходной магмой сумийского комплекса лерцолитов–габброноритов [1].

Возраст комплекса определяется В. С. Степановым [1] в интервале 2 300–2 100 млн лет, исходя из прорывания дайками сумийских лерцолитов–габброноритов, пересечения ими складчатых деформаций селецкого цикла, внедрения в дайки свекофеннских гранитов и пегматитов и их совместного участия в свекофеннской складчатости.

Людиковийско-калевийские плутониты нерасчлененные представлены **ханкусьярвинским перидотитовым комплексом** ($\sigma KR_1^{4-5}h$). На рассматриваемой площади он развит ограниченно и представлен тремя интрузиями (рис. 3): Степановогубской (№ 25) и Малокухтозерской (№ 37), локализующимися в Варалакшинской синклинали, и условно выделенной по геофизическим данным Униярвинской – в центральной части Тикшеозерского ЗКП. В совокупности с массивами, расположенными северо-западнее, они образуют Северо-Карельский гипербазитовый пояс [22]. Массивы вытянуты в северо-западном – субмеридиональном направлении согласно с общей структурой вмещающих их лопийских, сумийских и ятулийских образований. Форма тел линзовидная или овальная, размеры – от 2 до 5 км в длину при ширине 0,5–1 км.

Лучше изученным является Степановогубский массив. Он сложен оливинитами, пироксеновыми оливинитами, серпентинитами, серпентин-хлорит-амфиболовыми и хлорит-тальк-амфиболовыми породами. Оливиниты сохраняются в виде ограниченных участков в центральной зоне массива. Наименее измененные их разновидности с количеством оливина (форстерита) 70–90 % – массивные породы мелко- и среднезернистые, характеризуются идиоморфнозернистой структурой. В пироксеносодержащих разновидностях присутствуют элементы гипидиоморфнозернистых и пойкилитовых структур. Пироксен, количество которого не превышает 5–8 %, представлен энстатитом, обычно замещенным тремолитом. Постоянными второстепенными минералами оливинитов являются серпентин (10–30 %) и магнетит (2–8 %), в небольшом количестве присутствуют тремолит, хлорит, тальк.

При нарастании интенсивности вторичного преобразования оливинитов последовательно от центра массива к его периферии увеличивается количество вторичных минералов, то есть существует последовательная серия пород от слабоизмененных до нацело преобразованных. Наиболее распространенным является процесс серпентинизации, который завершается образованием лизардитовых серпентинитов, развитых в виде полос – линз, главным образом, в крайних зонах массива. В качестве второстепенных минералов в серпентинитах присутствуют хризотил, магнетит (1–4 %), хлорит (1–10 %), тремолит, тальк, карбонат. Наряду с серпентинизацией развиты процессы амфиболизации и хлоритизации, сопровождающиеся образованием гнездовых скоплений, мелких жил и линз магнетита, а также талька и карбоната. В приконтактных частях массива отмечаются зоны метасоматической пироксенизации гипербазитов, представленные полосовидными скоплениями моноклинного пироксена, псевдоморфно замещенного амфиболом.

Главными особенностями химического состава пород рассматриваемого комплекса являются высокая магнезиальность, низкое содержание алюминия, кальция и щелочей, повышенное количество хрома и никеля. От альпинотипных гипербазитов их отличает более высокое содержание железа и титана. Среднее содержание NiO в оливинитах составляет 0,26 вес. %. Главная масса его находится в оливине в силикатной форме. Сульфидный никель присутствует в тысячных долях процента. Вторичные процессы приводят к уменьшению силикатного никеля в 2–3 раза, количество сульфидного никеля при этом напротив возрастает: от 0,005 % в оливинитах, 0,011 % – в серпентинитах до 0,03 % – в хлорит-амфиболовых породах. Среднее содержание Cr₂O₃ в Степановогубском массиве составляет 0,34 %. Хром, в основном, концентрируется в магнетите. Содержания кобальта, ванадия и титана в ультрабазитах незначительны и не превышают кларковых для ультраосновных пород. При метаморфизме количество их практически не изменяется.

Степановогубскому массиву на карте (ΔT)_а отвечает высокоинтенсивная локальная аномалия (до 2 000 нТл), объясняющаяся высоким содержанием в породах магнетита. По наличию аналогичной по интенсивности локальной аномалии в районе оз. Униярви выделен Униярвинский массив ультраосновных пород. Менее интенсивная аномалия (до 1 000 нТл) соответствует Малокухтозерскому массиву. Поскольку широко проявленные в ультрабазитах процессы серпентинизации приводят к существенному снижению их плотности, в гравиметрическом поле они не образуют индивидуальных аномалий на фоне положительного поля Δg , создаваемого вмещающими их метавулканитами лопия и сумия.

Нерасчлененный людиковийско-калевийский возраст массивов комплекса определяется их формационным единством с массивами западной части Северо-Карельского гипербазитового пояса, которые прорывают людиковийско-калевийские метавулканиты.

ПОЗДНЕКАРЕЛЬСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Позднекарельские плутониты, относящиеся к свекофеннскому тектоно-магматическому циклу, развиты как в БПП, так и в Северо-Карельской СФЗ. В БПП они представлены чупинским гранит-пегматитовым комплексом и прибрежным комплексом кварцевых и карбонат-кварцевых жил. В Северо-Карельской СФЗ локализуется тикшеозерский комплекс ультрамафитов–щелочных габброидов–нефелиновых сиенитов и кичанский пегматит-лейкогранитовый.

Тикшеозерский комплекс ультрамафитов–щелочных габброидов–нефелиновых сиенитов представлен на рассматриваемой территории крупным Еletzозерским массивом общей площадью порядка 100 км². В юго-западном углу листа Q-36-XV находится его восточная часть площадью около 40 км². Располагается массив в пределах Пязерского выступа архейского фундамента Северо-Карельской СФЗ и приурочен к системе субмеридиональных глубинных разломов, параллельных Тикшеозерскому ЗКП. Вмещающие массив гранитоиды архейского пязерского диорит-эндербит-тоналитового комплекса в приконтактной части иногда реоморфизованы и образуют жилы, секущие габброиды массива. В плане массив имеет форму эллипса, вытянутого в субмеридиональном направлении на 18–20 км при ширине 8–10 км. Он представляет собой трубообразное тело, погружающееся на северо-северо-запад. Глубина залегания нижней кромки интрузии изменяется от первых сотен метров в западной части до 3,0–3,5 км в восточной. В целом – это интрузия средних–малых глубин, сочетающая в себе признаки интрузии трещинного и центрального типов [6, 21]. Ее становление происходило в два этапа и подразделяется на пять последовательных фаз, из которых три ранних на карте и в легенде объединены.

Первая–третья фазы нерасчлененные (vKR_{2e}-₃) представлены преимущественно основными породами, занимающими примерно 90 % площади массива и образующими дифференцирован-

ный периферический пояс. Он расчленяется на три горизонта: краевых образований; крупнозернистых габброидов и образований, продуктивных на ильменит-титаномагнетитовые руды [3, 21].

Горизонт краевых образований представлен мелко-среднезернистыми габброидами, развитыми в северном и южном обрамлении массива, и в виде двух узких полос, протягивающихся в субмеридиональном направлении от оз. Верхнее Черное к оз. Нижнее (участок Суривара). Ширина горизонта колеблется от 0,4–0,6 км в восточной части массива до 2 км – на севере и юге. В его составе выделяется нормальное габбро, оливинное габбро, габбронориты, а в северной части массива – диориты. Весьма редко среди среднезернистого габбро встречаются линзовидные прослои перидотитов и пироксенитов. К этому же горизонту относится, вероятно, и серповидное тело сидеронитовых пироксенитов в северной части массива, для которых устанавливается наиболее ранний возраст. Полосчатость в породах отсутствует или выражена слабо. Габбро состоит из плагиоклаза меняющейся основности от андезина до анортита (20–50 %), авгита (30–40 %), иногда оливина-хризолита (до 8–15 %), титаномагнетита (1–8 %), биотита (3–6 %). В габброноритах присутствует ромбический пироксен, а в диоритах часто в значительных количествах – базальтическая роговая обманка (20–35 %). Структура пород гипидиоморфнозернистая, габбровая и пойкилоофитовая.

Горизонт крупнозернистых габброидов на площади листа развит на восточном склоне возвышенности Суривара между озерами Верхнее Черное и Нижнее в виде субмеридиональной непрерывной полосы шириной 0,1–0,5 км, а также выделяется в северной части массива. Переход между этим горизонтом и мелко-среднезернистыми габброидами горизонта краевых образований постепенный через зону перемежаемости габброидов разной зернистости. В составе устойчивого горизонта крупнозернистого габбро присутствуют также пегматоидное габбро и габбропегматиты. Полосчатость в них отмечается довольно часто, но проявлена не совсем отчетливо. В крупнозернистом габбро главные породообразующие минералы представлены плагиоклазом, битовнитом и авгитом, обычно зональными; оливин встречается редко, в незначительных количествах присутствуют керсутит и биотит, развитие по краям зерен плагиоклаза, авгита и оливина. Содержание рудных минералов – магнетита и титаномагнетита – составляет 5–15 %. Пегматоидное габбро отличается неравномерным пятнистым распределением породообразующих минералов, размер зерен которых достигает 3 см, а скоплений темноцветных минералов – 5 см. Для габбропегматитов характерно беспорядочное распределение крупных весьма неправильной формы скоплений темноцветных минералов в массе плагиоклаза, достигающих 15 см в поперечнике.

Горизонт продуктивных образований на площади листа слагает полосу субмеридионального простирания шириной 300–600 м, протягивающуюся от оз. Верхнее Черное к оз. Нижнее и далее к северу. Располагается он между горизонтами мелко-среднезернистых габбро на западе и крупнозернистых – на востоке и сложен четкополосчатым оливинным среднезернистым габбро, содержащим прослои плагиоклазитов, ортоклазового габбро, пироксенитов, перидотитов и амфиболитов шириной от 2 см до 5 м. Рудные тела в составе горизонта образуют узкие пласты шириной 30–50 м или выклинивающиеся по простиранию линзы. По составу это меланократовые разновидности указанных выше пород, в которых количество рудных минералов – магнетита, ильменита и титаномагнетита – составляет 20–70 %. Кроме того в них постоянно присутствует апатит в количестве 5–15 %. Структуры пород сидеронитовые. Чередование разновидностей пород в составе продуктивного горизонта обладает определенной ритмичностью, выраженной закономерным чередованием полных и неполных серий пород, заканчивающихся рудными перидотитами. Мощность серий меняется в широких пределах от единиц до десятков метров. Общим признаком для всех разнообразных по внутреннему строению серий является направленное изменение состава и текстуры пород: от нерасслоенных к расслоенным, от лейкократовых к меланократовым и от нерудных к рудным. Совокупность элементарных серий формирует сложные серии с той же направленностью изменения состава и текстуры пород.

Породы всех трех горизонтов пересекаются многочисленными дайками и жилами долеритов и спессартитов мощностью от десятков сантиметров до 20 м. Контакты их с вмещающими породами четкие прямолинейные с афанитовыми зонами закалки. Воздействия на вмещающие габброиды они не оказывают. Ксенолиты дайковых пород наблюдаются в щелочных пегматитах, чем определяется их верхний возрастной предел. Среди долеритов выделяются афировые и порфиоровые разновидности.

Четвертая фаза (ϕ_4 ; $\rho KR_2 e_4$) Елетьозерского массива представлена щелочными и нефелиновыми сиенитами и генетически связанными с ними пегматитами.

Щелочные и нефелиновые сиениты слагают центральную часть Елетьозерского массива, образуя узкое тело длиной 10–11 км и шириной 1,5–2,5 км, большая восточная часть которого

располагается на территории листа Q-36-XV. В связи с плохой обнаженностью они изучены слабо и их интрузивные контакты с основными породами вскрыты только в северной части массива за пределами рассматриваемой площади. Сиениты представляют собой средне-крупнозернистые породы серого цвета с ярко выраженной трахитоидной текстурой. Структура их гипидиоморфнозернистая с элементами метасоматической. Состоят они на 85–90 % из лейкократовых минералов: микроклина, обычно пертитового, ортоклаза, альбита и нефелина. Последний встречается спорадически, концентрируясь в небольших участках (10–15 см²) и часто замещается конкритом. Цветные минералы – эгирин-авгит, щелочной амфибол и биотит. В незначительных количествах присутствует магнетит, титаномагнетит, апатит (до 1 %), кальцит, сфен, эпидот, содалит, хлорит, флюорит, циркон, анальцит, пироклор.

Жилы нефелиновых и щелочных пегматитов локализуются преимущественно в горизонте продуктивных образований, где их количество исчисляется десятками даже на небольшой площади. В горизонте краевых образований и крупнозернистых габброидов количество их резко уменьшается. Жилы разнообразны по величине и форме, обычно согласные с простиранием полосчатости в габброидах и характеризуются крутым до вертикального падением. Наиболее крупные из них прослежены по простиранию на 200–300 м. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров в пережимах до 2–3 м в раздувах. Контакты с вмещающими габброидами и секущими их дайками резкие. Габброиды в приконтактных частях биотитизированы и амфиболлизированы и либо лишены вкрапленности ильменита и титаномагнетита, либо количество их резко падает. В жилах часто присутствуют ксенолиты габбро. Нефелиновые и щелочные пегматиты – грубо- и гигантозернистые породы белого цвета с беспорядочно распределенными скоплениями цветных минералов, которые в нефелиновых пегматитах представлены обычно щелочным амфиболом и эгирин-диопсидом, а в щелочных пегматитах – эпидотом и биотитом. Нефелиновые и щелочные пегматиты тесно связаны между собой и нередко встречаются в пределах одного и того же жильного тела. При этом нефелиновый пегматит тяготеет обычно к центральной части жил. Переход от нефелиновых пегматитов к щелочным осуществляется через разновидности с мелкочешуйчатым мусковитом, цеолитом и скаполитом, замещающими нефелин. В группе щелочных пегматитов выделяются сильно альбитизированные разновидности с бедным минералогическим составом и пегматиты, богатые аксессуарными минералами, представленными пироклором, цирконом, торитом, ортитом, сфеном, титаномагнетитом, пиритом, шпинелью, колумбитом, флюоритом. Некоторые пегматиты этой группы имеют практический интерес благодаря высокому содержанию пятиоксида ниобия, связанного с пироклором. Наиболее молодыми породами массива являются маломощные жилы бостонитов, лампрофиров, а также брекчии с карбонатным цементом, вероятно относящиеся к пятой завершающей фазе становления массива.

Состав исходной магмы Елетьозерского массива, судя по среднему составу массива, близок к оливиновому базальту или к среднему составу щелочного габбро. Породы Елетьозерского массива обогащены Ti, Fe, Ca, Al, Ba, и Sr, а также K, Na, F, причем концентрация этих элементов в породах разных фаз различная. Более поздние из них обогащены летучими компонентами, SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O и некоторыми характерными элементами-примесями (Zr, Nb, Ta, TR, Be, Br, Sr).

Морфология и внутренняя структура массива находят четкое отражение в физических полях. В гравиметрическом поле ему отвечает локальный максимум поля силы тяжести, выделяющийся на фоне региональной положительной гравитационной аномалии, соответствующей Пяозерскому блоку диоритоидов. На аэромагнитной карте ему соответствует сложное резко переменное магнитное поле с полосовым характером распределения аномалий, подчеркивающих расслоенный характер интрузии.

Достаточно хорошо массив выделяется и по материалам дешифрирования МАКС овально-полосчатым рисунком структурных линий и светло-серым тоном фотоизображения.

Радиологический возраст пород массива, определенный Pb-Pb, U-Pb и K-Ag методами, находится в интервале 1 900–1 700 млн лет, что отвечает свекофеннскому этапу тектоно-магматической активизации Карельского кратона. О формировании массива в тектонически напряженной обстановке свидетельствует характерное для него сочетание линейных структур с концентрическими, неоднократные внутриинтрузивные смещения ранее консолидированных участков массива, наличие зон милонитизации и автобрекчий. Температура кристаллизации отдельных серий пород массива А. А. Кухаренко предположительно оценивается следующим образом: для пироксенитов и мелкозернистых габбро в 1 100 °С, для рудных габбро – в 1 000 °С, для нефелиновых сиенитов – в 700 °С.

С поздними стадиями формирования Елетьозерского массива связано ильменит-титаномагнетитовое и апатит-ильменит-титаномагнетитовое оруденение, приуроченное к горизонту про-

дуктивных образований, а также редкометалльная минерализация (циркон, пирохлор и др.), ассоциирующая с нефелиновыми и щелочными пегматитами [3, 21].

Чупинский гранит-пегматитовый комплекс ($\rho K P_2 \dot{c}$) определяет специфику Беломорского пегматитового пояса мусковитовых и керамических пегматитов. На листах Q-36-XV, XVI находится наиболее представительная его часть, на площади которой располагается более 3000 пегматитовых жил, реже проявлены жильные лейкократовые плагио- и плагиомикроклиновые граниты.

Пегматиты этого комплекса детально и всесторонне изучались несколькими поколениями геологов, каждым из которых был внесен определенный вклад в выяснение закономерностей их пространственного развития, формационного расчленения, в изучение состава, строения, геохимических особенностей, установление возраста и пр. [7, 13, 16, 33, 36, 37, 48, 53, 65, 80, 86, 88, 92, 93 и др.].

Пегматитовые жилы залегают в виде одиночных и сближенных тел, образующих кусты и вытянутые зоны, группирующиеся в пегматитовые поля, в каждом из которых локализуется от нескольких десятков до нескольких сотен жил. Большинство из них приурочено к антиформным (купольным) структурам III–IV порядков, а в их пределах к наложенным линейным крутопадающим зонам рассланцевания и бластомилонитизации северо-западного – субмеридионального простирания и пологим надвиговым субширотным зонам [7, 13].

В качестве эталонной выделяется площадь широкого развития пегматитов в пределах Машиноварацкого рудного поля (рис. 3, № 28).

Пегматитовые жилы принадлежат формации мусковитовых и керамических пегматитов, подразделяющейся на три минеральных типа: кварц-полевошпатовый, мусковитовый и редкометалльно-мусковитовый [26, 33]. Устанавливается определенная закономерность в пространственном размещении пегматитовых жил разных типов.

Жилы кварц-полевошпатового типа (керамические и слюдяно-керамические) залегают в породах хетолабинского, котозерского подкомплексов и керетьского комплекса, а также в прорывающих их разновозрастных интрузиях друзитов. В этих образованиях известно четыре куста промышленных керамических жил: Котозерский, Западный, Кивгубский и Воробьева озера и три поля комплексных жил: Хетолабинское, им. Чкалова и Постельноозерское.

Большая часть жил мусковитового типа (слюдоносные) локализуется в глиноземистых гнейсах лоухской толщи и залегающих в них друзитах. При этом наиболее благоприятны гранат-биотитовые и дистен-гранат-биотитовые гнейсы полосчатой и порфиробластической текстуры. Промышленными на мусковит являются четыре пегматитовых поля: Тэдино, Карельский, Машиноварацкая Варакка, Плотина.

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты в пределах рассматриваемой части БПП развиты крайне ограниченно и достоверно выделяются только к югу от рассматриваемой территории (Плотная ламбина). На площади листа Q-36-XVI в районе оз. Большое Воронское, Никоновой Варакки, Постельного в ряде пегматитовых жил установлены некоторые признаки, характерные для мусковит-редкометалльных пегматитов: окраска мусковита в зеленоватых тонах, повышенная железистость биотита по сравнению с биотитом из мусковитовых и керамических пегматитов, некоторое увеличение содержания элементов-примесей в главных пегматитообразующих минералах: Ca и Sr – в плагиоклазах, Ba и Sr – в микроклине, Ba, Sc, V, Ti – в мусковите.

Керамические жилы подразделяются на: существенно кварцевые с мощной кварцевой осью и маломощными плагиоклазовыми или микроклиновыми оторочками; четко дифференцированные микроклин-плагиоклазового и плагиомикроклинового состава с четкой или прерывистой кварцевой осью бесслудные или с биотитом; слабо дифференцированные плагиоклазового и плагиомикроклинового состава с незначительными и нечеткими обособлениями кварца бесслудные, с биотитом, редко – мусковитом.

Мусковитовый тип представлен слабо дифференцированными жилами с пегматитом неяснографической, графической петельчатой структуры и гнездовым ослюдением и четко дифференцированными зональными жилами с выдержанной или прерывистой кварцевой осью, с пегматитом апографической и блоковой структуры и ослюдением пегматоидного и кварц-мусковитового типа. По составу преобладают плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые, реже плагиомикроклиновые жилы. Мусковит представлен крупнокристаллической разновидностью и кварц-мусковитовым комплексом, в котором присутствует наиболее высококачественная слюда и кристаллы максимальных размеров. Цвет его рубиновый и коричневатый. Количеством и качеством находящегося в жилах мусковита определяется отнесение жил к одному из четырех геолого-промышленных типов [13, 93]. При этом отмечается симметричная поперечная к структуре БПП зональность в размещении жил с разным качеством мусковита: цен-

тральная часть площади представляет собой собственно промышленное ядро, включающее все основные месторождения с высококачественной слюдой (рудники Плотина, Малиновая Варакка, Карельский, Тэдино); по направлению к северо-западу и юго-востоку качество мусковита постепенно понижается. Зональность более высокого порядка, нередко концентрическая, отмечается и для жильных полей и месторождений [13]. В качестве второстепенных и аксессуарных минералов в пегматитовых жилах присутствуют апатит, гранат, сульфиды (пирит, пирротин и халькопирит), турмалин и, что особенно характерно для пегматитов этого комплекса, урановые и редкоземельные минералы (уранинит, гуммит, карбуран, ортит, монацит, ксенотим, циртолит, циркон).

По условиям залегания почти все жилы являются секущими. Пластовые жилы единичны. Большинство жил имеют северо-западное ($320\text{--}350^\circ$) и меридиональное простирание и крутое ($60\text{--}90^\circ$) падение на северо-восток и юго-запад. В пределах кустов жилы располагаются вблизи друг друга, обычно параллельно, кулисообразно или четковидно. Размеры кустов (зон) составляют $500\text{--}1\ 000$ м в длину и 200 м, редко – больше, в ширину. На известных месторождениях отмечается два–три жильных куста. Распространение жил на глубину не установлено и на известных месторождениях оценивается по-разному: от $150\text{--}300$ м на Карельском руднике до 500 м – на Плотине. По форме жилы являются линзообразными, штокообразными, корытообразными и дайкообразными, иногда неправильной формы с раздувами и пережимами.

Контакты жил с гнейсами и гранитоидами извилистые. В зоне экзоконтакта породы часто перекристаллизованы с сегрегацией темных и светлых минералов, укрупнением всех зерен, развитием мусковитизации и окварцевания. В эндоконтакте образуется пегматит существенно плагиоклазового состава. С основными породами (ортоамфиболитами, друзитами) контакты жил более прямолинейные и резкие. В зоне экзоконтакта породы амфиболизируются и биотитизируются. В эндоконтакте отмечается увеличение основности плагиоклаза.

Пегматитовые жилы характеризуются низкой магнитной восприимчивостью, находящейся в пределах от 0 до $29 \cdot 10^{-6}$ СГС и низкой плотностью – $2,60\text{--}2,63$ г/см³, в связи с чем одиночные жилы ни в региональных полях Δg и $(\Delta T)_a$, ни в локальных производных не выделяются.

В настоящее время по результатам структурно-петрологических исследований, проведенных на территории Беломорья, можно считать достаточно надежно установленным, что формирование пегматитов чупинского комплекса происходило на свекофеннском этапе тектонометаморфической и магматической протоактивизации. Это определяется секущим положением жил ко всем структурным формам ребольского и селецкого циклов, пространственной приуроченностью кустов жил к зонам наложенного расщепления свекофеннского возраста и смятием пегматитовых жил в открытые лежачие складки пятого свекофеннского этапа деформаций [88]. Свекофеннский возраст жил подтверждается и их изотопным возрастом (U-Pb, Rb-Sr методы по циркону, монациту, ураниниту), отвечающим интервалу $1\ 750\text{--}1\ 960$ млн лет, т. е. периоду свекофеннской орогении.

Генезис пегматитовых жил разными группами исследователей трактуется по-разному. Одни [16] рассматривают их как конечный член парагенетической ассоциации ультраметагенных образований: анатектит-граниты–метасоматит-граниты–пегматиты, считая последние генетически обособленной группой пород, образующейся за пределами полей интенсивной гранитизации. С их точки зрения источником пегматитообразующего вещества для каждого конкретного куста жил служит очаг гранитного расплава, образовавшегося в результате регенерации ребольских гранитоидов и внедрявшегося в тектонически ослабленные зоны. Условия метаморфизма этого этапа отвечали регрессивной стадии дистен-микроклиновой субфации амфиболитовой фации повышенных давлений [5, 9, 10]. Другой группой исследователей [7, 13, 88 и др.] отстаивается концепция метаморфогенно-метасоматического пегматитогенеза, генетически связанного с диафорезом в условиях фации мусковит-биотитовых гнейсов (эпидот-амфиболитовой).

Лейкократовые плагио- и плагиоимикроклиновые граниты имеют локальное развитие и представлены пластовыми, пластово-секущими и дайкообразными телами мощностью от первых метров до десятков метров, не выделяющимися в масштабе карты. Устанавливается две возрастные группы гранитов: раннесвекофеннские анатектической природы, характеризующиеся пегматоидными, аплитовыми и гипидиоморфнозернистыми структурами, и позднесвекофеннские порфиробластические существенно метасоматической природы, секущие все складчатые структуры и типы мигматитов.

Кичанский пегматит-лейкогранитовый комплекс (pKR_2k) локализуется на листе Q-36-XV, где он представлен пегматитовыми и гранитными жилами. Пегматитовые жилы локализуются в четырех пегматитовых полях – Моша, Ивангора, Винга, Рябовара, образующими в совокупности с расположенными к северо-западу и югу полями Северо-Карельский пегматитовый

пояс [13], совпадающий в контурах с Тикшеозерским ЗКП. Залегают жилы в метаморфизованных осадочно-вулканогенных образованиях тикшеозерской серии нижнего лопия, преимущественно в кислых–средних метавулканитах хизоварской свиты. Всего известно более 100 жил. По условиям залегания жилы пластовые, пластово-секущие и секущие с крутым до вертикального падением. Размеры их, как правило, небольшие: мощность – 0,5–3 м, длина – 10–50 м, реже – 80–130 м. Более крупные жилы выделяются в Мошинском пегматитовом поле: здесь средняя мощность их 2–5 м, иногда до 10 м, длина – 100–300 м. Форма жил плитообразная или с раздувами и пережимами, с апофизами, реже – линзообразная или ветвящаяся. Контакты с вмещающими породами четкие, резкие. Вмещающие породы на контакте с жилами подвергаются изменениям с образованием мусковит-турмалиновых, реже – хлорит-ставролитовых метасоматитов. Жилы слабо дифференцированные: отмечается повышение зернистости от периферии к центру и развитие в краевых частях графического пегматита. По составу жилы плагиоклазовые и плагиомикроклиновые. В том или ином количестве в них содержатся мусковит и биотит, а также гранат, черный турмалин, апатит и рудные (пирит, халькопирит, пирротин), в качестве аксессуарного минерала встречается берилл. По содержанию редких элементов пегматитовые жилы района являются существенно литиевыми с относительно повышенной ролью цезия и по классификации Л. Л. Гродницкого относятся к мусковит-редкометалльному типу [13].

По данным Л. Л. Гродницкого мусковит-редкометалльные пегматиты несколько более поздние по сравнению со слюдоносными, но время их формирования укладывается в тот же возрастной интервал – от 1,85 до 1,7 млрд лет, т. е. соответствует свекофенскому циклу. Их образование происходит в температурных условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма дистен-силлиманитового типа. Хотя пегматитовые жилы и локализируются вблизи субмеридиональных и субширотных зон разломов, однако генетическая связь их пока не установлена. Проблематичным остается и магматический контроль мусковит-редкометалльных жил. Все это объясняется недостаточной изученностью жил рассматриваемого комплекса на территории листа Q-36-XV, что в свою очередь связано с их низкой перспективностью на высококачественный мусковит.

Граниты, отнесенные к кичанскому комплексу, представлены небольшими неопределенной формы телами и жилами, секущими юго-восточную краевую часть Елетьозерского массива ультраосновных–щелочных пород. Данные по ним приводятся по работам А. А. Кухаренко и др. и В. А. Коншина [17, 21]. Граниты содержат многочисленные ксенолиты мелкозернистого габбро и оказывают на него метасоматическое воздействие с образованием зон амфиболитизации и биотитизации. Сами граниты в зоне непосредственного контакта с габбро становятся крупнозернистыми существенно плагиоклазовыми, содержат моноклинный пироксен и роговую обманку, т. е. отвечают по составу гранодиориту, который сменяется сиенитом, состоящим из антипертитового калиевого полевого шпата, моноклинного пироксена и рудного минерала, и на расстоянии 0,8–1 м от контакта – аплитовидным гранитом. Характерной чертой всех разновидностей гранитоидов являются гранофировые сростания кварца с полевым шпатом. Граниты, гранодиориты и аплиты, аналогичные секущим Елетьозерский массив, отмечаются и в мигматит-гранитах саамско-лопийского кестеньгского комплекса.

Возраст гранитов, определенный К-Аг методом по биотиту составляет $1\,720 \pm 50$ млн лет. По всей вероятности, граниты, локализующиеся в приконтактной части Елетьозерского массива имеют палингенное происхождение и образовались за счет частичного плавления и реоморфизма мигматит-плагиогранитов кестеньгского комплекса под воздействием интрузии щелочных габброидов. На карте они не выделены из-за крайне малых размеров, не превышающих нескольких десятков метров.

Прибрежный комплекс кварцевых и карбонат-кварцевых жил (qKR_2p). Жилы и прожилки кварцевого и кварц-карбонатного состава секут все более ранние архейские и протерозойские образования района и, вероятно, связаны с заключительными этапами протерозойского магматизма.

Кварцевые жилы развиты, в основном, в БПП и более редко встречаются в Северо-Карельской СФЗ. В БПП большая их часть (порядка 100 жил) концентрируется в гнейсах лоухской толщи, где они пространственно ассоциируются с кустами пегматитовых жил. Отмечаются они также на побережье и островах Кандалакшского залива. Жилы протяженностью до 50 м и мощностью 0,1–1 м сложены молочно-белым кварцем, иногда с маломощной плагиомикроклиновой оторочкой апографической до мелкоблоковой структуры и вкрапленностью сульфидов. Восточнее полосы развития лоухских гнейсов кварцевые жилы встречаются спорадически. Значительные кусты их известны в районе к югу от рудника Чкаловский и на юго-восточном берегу оз. Верховского, где они залегают в метагабброидах и амфиболитах хетоламбинского подкомплекса.

В Северо-Карельской СФЗ в кварцевых жилах кроме сливного или зернистого кварца постоянно отмечаются карбонат, альбит и микроклин, тяготеющие к зальбандам. В небольшом количестве присутствуют хлорит, клинохлор, турмалин, рутил. Вероятно, кварцевые жилы являются конечными членами единого сингенетического ряда с пегматитовыми жилами, поскольку отмечаются промежуточные по минеральному составу разновидности жил.

Кварцево-карбонатные жилы, а чаще – прожилки, широко распространены на островах и побережье Кандалакшского залива, реже встречаются на материковой части территории. Залегают они в породах основного состава, имеют незначительную мощность от нескольких сантиметров до первых метров. Карбонат представлен в них анкеритом или кальцитом. В отдельных жилах в значительном количестве содержатся турмалин, хлорит, биотит, ильменит, сфен, в меньшем количестве присутствуют пирит и халькопирит, реже – апатит, анатаз, обыкновенная роговая обманка, актинолит, молибденит, борнит, кобальтин [36]. В осевых частях некоторых кварц-карбонатных жилок встречались жеоды с небольшими, от нескольких мм до 2–4 см, кристаллами ограненного кварца с полупрозрачными или почти полностью прозрачными головками, иногда в центре окрашенными в темно-серый (морион) или в фиолетовый цвет (аметист). В одной из кварц-карбонатных жилок были обнаружены ограненные кристаллы прозрачного и бесцветного кальцита – исландского шпата размером до 4–6 см по длинной оси. В связи с небольшими размерами кварц-карбонатных жилок и ограниченностью их распространения, указанные находки в них ценных минералов представляют лишь минералогический интерес.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Кандалакшский комплекс лампрофировый дайковый (χD_3k) представлен маломощными дайками, большая часть которых сосредоточена к северу от площади листа Q-36-XVI по побережью Кандалакшского залива – так называемый кандалакшский дайковый куст. На рассматриваемой территории количество их невелико, и находятся они также, в основном, на побережье и островах Кандалакшского залива: на мысе Костылевым, на северо-восточном берегу острова Великого, на островах Борщовец, Кишкин, Виченная луда и др. На материковой части дайки этого комплекса известны на южном берегу и островах оз. Ковдозеро, в районе рудника Хетоламбино, д. Полубояры. Структурно дайки Кандалакшского залива располагаются на юго-западном плече Кандалакшского грабена, будучи приуроченными к оперяющим его северо-восточным разломам. Дайки секут архейские гранитоиды и основные породы. Форма их чаще правильная, падение крутое, близкое к вертикальному, редко – пологое, простирание северо-восточное и субмеридиональное. Мощность даек обычно от 20 до 50 см.

По петрохимическим и минералогическим особенностям среди них выделяются щелочные пикриты, мончикиты, фурчиты и нефелиниты. Первые три разновидности пользуются преобладающим развитием.

Щелочные пикриты характеризуются порфирированной структурой с микролитовой основной массой, сложенной иглами авгита, зернами амфибола, плагиоклаза, титаномагнетита, окруженного лейкоксеновой каймой, а также карбоната и реликтами стекла. Вкрапленники, составляющие до 65 % объема породы, представлены оливином, авгитом, флогопитом и редко – плагиоклазом. Оливин практически весь замещен серпентином, карбонатом, тальком.

Мончикиты и фурчиты – темно-зеленые почти черные породы порфирированные с афанитовой основной массой, состоящей из микролитов авгита, эгирин-авгита, биотита, реже – амфибола, апатита и мелких рудных зерен. В мончикитах вкрапленники представлены оливином, обычно замещенным серпентином и карбонатом, и авгитом, в фурчитях – только авгитом. Иногда на контакте даек и вмещающих пород образуются узкие в первые сантиметры зонки фенизации.

Нефелиниты преобладают среди лампрофировых даек района оз. Ковдозеро. Здесь Н. Г. Судовиковым на мелких островах в юго-восточной прибрежной части озера был обнаружен и изучен небольшой массив (0,5×0,1 км) ультраосновных щелочных пород [37]. В настоящее время он затоплен, но, судя по материалам Н. Г. Судовикова, дайки располагаются вокруг массива и имеют с ним прямую парагенетическую связь. При этом одна из них древнее ийолит-мельтейгитов массива, так как прорываются последними, другие моложе и секут породы массива и первую группу даек. В нефелинитах основная масса состоит из нефелина, микролитов эгирина и небольшого количества биотита, сфена, апатита, рудного минерала, иногда – карбоната и цеолитов; во вкрапленниках, составляющих 20–25 % объема породы, присутствуют нефелин и эгирин-авгит или титанистый авгит. Отмечены как свежие, так и сильно измененные нефелиниты, в которых вкрапленники представлены псевдоморфозами анальцима по нефелину, в основной массе также преобладает анальцимовый базис.

Кандалакшский комплекс лампрофировых даек генетически связан с невоскрытыми на современном эрозионном срезе или необнаруженными массивами ультраосновных щелочных пород центрального типа. В соответствии с их данными большинство даек рассматриваемого района относится к доинтрузивной и сининтрузивной фазам. Об этом свидетельствует довольно интенсивная степень их изменения (фенизации), выражающаяся в развитии новообразований нефелина, эгирина, щелочного амфибола, анальцита, цеолитов, а также нередко проявленная в них карбонатизация [43].

Севернее рассматриваемой территории среди даек кандалакшского комплекса встречаются взрывчатые разновидности, трубки лампрофиров и кимберлитов, то есть потенциально алмазоносные породы. Учитывая весьма слабую изученность образований этого комплекса на данной площади нельзя исключить возможность обнаружения подобных пород и здесь, однако вероятность этого невелика, поскольку район располагается на периферии Кольской провинции щелочного магматизма.

Девонский возраст даек, развитых на листе Q-36-XV, принимается по аналогии с детально изученными дайками Терского берега, Порьей губы и северо-западного берега Кандалакшского залива [43]. Он подтверждается и имеющимися цифрами радиологического возраста даек первой фазы 406–360 млн лет (Rb-Sr и K-Ar метод по флогопиту), к которым относятся дайки, расположенные на рассматриваемой территории.

ТЕКТОНИКА

Территория листа Q-36-XV, XVI располагается в северо-восточной части Фенноскандинавского щита и охватывает крупные фрагменты двух геоструктурных областей (структур I порядка): Беломорского подвижного пояса (мегаблока) и Карельского кратона (гранит-зеленокаменной области). В их строении участвуют образования нескольких структурно-вещественных комплексов от раннеархейского до палеозойского включительно, представленных сложным набором метаосадочных, метавулканогенных и плутонических образований. Их формирование и развитие происходило в течение нескольких тектоно-магматических циклов в различных геодинамических обстановках, получивших отражение в типовых геологических формациях, отличающихся специфическими петрохимическими особенностями и условиями метаморфизма.

БЕЛОМОРСКИЙ ПРОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Беломорский подвижный пояс – это структура крайне сложного геологического строения, обусловленного ее полициклическим развитием: многократным проявлением деформационных, метаморфических, ультраметаморфических, магматических процессов, протекавших в условиях разных ТР-параметров, отвечающих разным геодинамическим обстановкам.

Наблюдающееся на современном эрозионном срезе и глубинных геолого-геофизических разрезах размещение важнейших вещественных комплексов БПП, отражает регионально проявленную неоднородность или зональность, сформировавшуюся в результате дифференциации вещества первичной коры и ее последующих многократных преобразований в условиях дискретно проявленных процессов складчатости, метаморфизма различных ТР-условий, мигматизации и гранитизации, которые накладывались на субстрат преимущественно магматогенного, частью терригенного происхождения. Меньшую, но достаточно заметную роль в становлении зональности играли разновозрастные интрузивные комплексы базит-гипербазитов и гранитоидов.

Выделяются следующие зоны (с запада на восток): Нотозерская чарнокит-гранит-мигматитовая, Ковдозерская мигматит-плагиогранитовая, Лоухская глиноземистых гнейсов и Ругозерско-Энгозерская ортоамфиболит-плагиогранитовая, перекрытая на северо-востоке листа рифейскими осадками Кандалакшского грабена. Все зоны имеют в плане форму выдержанных по простиранию (северо-западное 340°) полос, протягивающихся через всю рассматриваемую территорию и продолжающихся на площади смежных листов. Границы между зонами либо постепенные и могут быть определены как тектоно-метаморфические (между Нотозерской и Ковдозерской зонами), либо достаточно четкие, обусловленные резким различием в составе контактирующих вещественных комплексов (между Лоухской и обрамляющими ее Ковдозерской и Ругозерско-Энгозерской зонами). Каждая из выделенных зон имеет характерную вещественную характеристику и отличается четкой присущей только ей выраженностью в физических полях, а в ряде случаев и на МАКС.

Нотозерская зона является пограничной между собственно БПП и Тикшеозерским ЗКП Карельского кратона. Она характеризуется существенно микроклиновым составом слагающих ее позднелопийских ультраметаморфогенных гранитоидов известково-щелочной серии, сходных с магматитами континентально-окраинного типа [24]. Широким развитием в пределах зоны пользуются позднелопийские массивы габбро-эндербит-чарнокитового комплекса и более ограниченными – сумийские друзиты. И в гравитационном поле, и на гравиметрическом профиле (рис. 4) Нотозерской зоне отвечает четкий гравиметрический минимум, разделяющий два максимума. По расчетным данным гравиметрический минимум фиксирует нижнюю кромку залегания гранитоидов не менее чем до 10 км. На карте магнитного поля $(\Delta T)_a$ зона характеризуется мозаичным переменным, преимущественно положительным полем, в котором выделя-

ются локальные линейные и более или менее изометричные аномалии, наиболее интенсивные из которых отвечают массивам чарнокитоидов. На МАКС в пределах зоны выделяются кольцевые, полукольцевые и овалы структуры, отражающие морфологию гранитных тел и массивов чарнокитоидов. Все сказанное позволяет рассматривать Нотозерскую зону в качестве мобильно-проницаемой зоны сочленения БПП и Карельского кратона, имеющей первоначально разломную природу и активно развивающуюся вплоть до сумия.

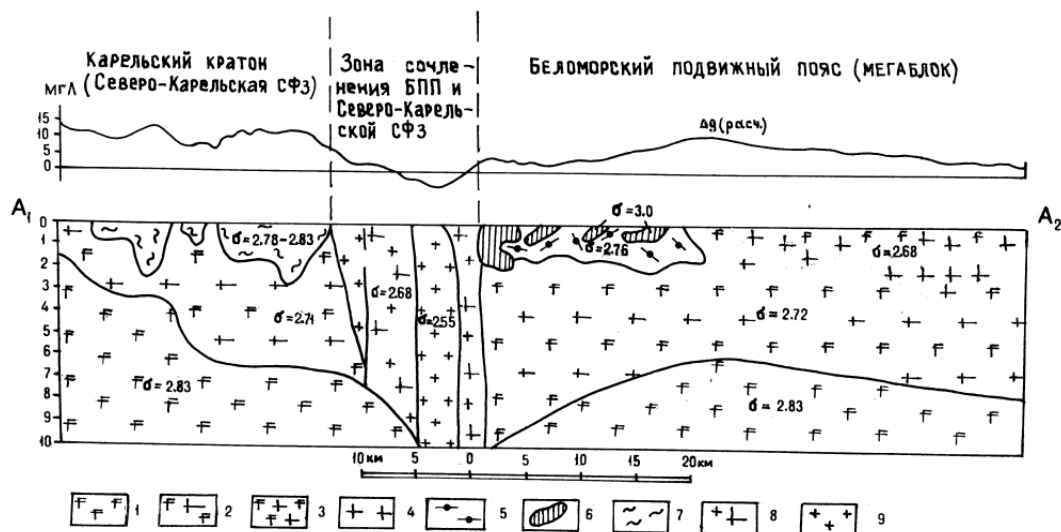


Рис. 4. Глубинный геолого-геофизический разрез по линии А₁–А₂.

Слои земной коры в пределах БПП и Северо-Карельской СФЗ: нижний слой: 1 – апогабброидные амфиболиты, апоанортозитовые и аподиоритовые кристаллосланцы; средний слой: 2 – плагиомигматиты по ортоамфиболитам и кристаллосланцам; 3 – плагио- и плагиомикроклиновые мигматиты по ортоамфиболитам и кристаллосланцам; 4 – породы тоналит-тронджемитовой ассоциации с редкими включениями ортоамфиболитов; верхний слой: 5 – глиноземистые гнейсы лоухской толщи; 6 – тела друзитов; 7 – метавулканы основного, среднего и кислого состава, частью – метасадки тикшеозерской серии, интрузии диоритов и чарнокитов; породы зоны сочленения БПП и Северо-Карельской СФЗ: 8 – плагиограниты и мигматиты по ним; 9 – мигматит-граниты и граниты.

Ковдозерская зона, сложенная, в основном, саамско-раннелопийскими палингенными гранитоидами тоналит-тронджемитовой ассоциации (котозерский подкомплекс) с небольшой долей позднелопийских мигматит-гранитов керетьского комплекса, имеет достаточно сложный структурный план, обусловленный сочетанием линейных северо-западных и купольно-блоковых субширотных структур. В гравитационном поле зоне отвечает область развития локальных минимумов линейной и изометричной формы, а на гравиметрическом профиле ей соответствует склон гравиметрического максимума. Магнитное поле, в основном, ровное слабоположительное с отдельными участками линейных более интенсивных положительных аномалий. Линейно-купольный структурный план зоны на МАКС выражен сочетанием линейных, кольцевых и полукольцевых структурных линий. По сравнению с Нотозерской зоной Ковдозерская являлась менее активной, в основном сформировавшейся в раннелопийское время в результате интенсивной плагиогранитизации преимущественно апогабброидных ортоамфиболитов, включения которых присутствуют в плагиогранитоидах в количестве 2–3 % объема пород зоны.

Лоухская зона глиноземистых гнейсов характеризуется наиболее сложным составом, строением, конфигурацией и представляет собой прогиб, заложившийся на ортоамфиболит-плагиогранитном фундаменте. Сложно дислоцированные и глубоко метаморфизованные глиноземистые гнейсы лоухской толщи содержат многочисленные согласные и субсогласные пластовые тела раннелопийских гранитов и аплитов, деформированные и метаморфизованные совместно с вмещающими образованиями. Кроме того, прогиб насыщен интрузиями сумийских друзитов, наиболее крупные тела которых тяготеют к его западной границе; вероятно, они маркируют долгоживущий разлом, предопределивший заложение и развитие *Лоухского прогиба*.*

* Слабое звено построений связано с обоснованием Лоухского прогиба. Исследования, проведенные на предполагаемых северном и южном его замыканиях (расположенных за пределами листов Q-36-XV и Q-36-XVI), не подтвердили или не дали веских аргументов для признания синформных замыканий этой структуры (Балаганский и др., 1986; Степанов, Слабунов, 1989). Геолого-геофизические разрезы полосы развития лоухских гнейсов, построенные преимущественно на основе гравиметрических данных, не могут рассматриваться как однозначные. *Прим. ред.*

Общее северо-западное простирание прогиба осложнено системой крупных субширотных линейных складок сумийского возраста и свекофенскими куполами. Линейные складки несколько меняют простирание от северо-северо-восточного до запад-северо-западного и осложнены продольными разломами, такими как Пулонгский, Чупинский, Келейногубский и др. Из купольных структур наиболее значимы *Тэдинский*, *Карельский*, *Шатковоборский*, *Плотино-Лоухский*, *Вехозерский*, со сводами которых связаны поля мусковитовых и керамических пегматитов. Ядра куполов отличаются сложной пликативной структурой и обогащены гранит-аплитовым материалом в виде маломощных пластообразных тел, а также отличаются повышенной мигматизацией с плагиомикроклиновым составом лейкосомы. В большинстве случаев купола сильно опрокинуты на юго-запад, о чем свидетельствует пологое (5–20°) погружение минеральной линейности и шарниров мелких складок. А. С. Никаноровым и Ю. Е. Рыцком купольные структуры рассматриваются в качестве автономных тектоно-метаморфических конструкций. Некоторые из них имеют четкое выражение на МАКС, выделяясь на общем мелкопятнистом фототоне концентрическим расположением структурных линий. Лоухскому прогибу в целом отвечает слабopоложительное гравитационное поле общей северо-западной ориентировки с отдельными более интенсивными положительными и относительно отрицательными аномалиями. Последние обычно соответствуют структурам, которые являются областями повышенной гранитизации и анатектического плавления пород. Положительные аномалии соответствуют либо синформным структурам, где степень гранитизации существенно ниже, либо крупным массивам или скоплениям мелких тел друзитов. Магнитное поле зоны нормальное с отдельными положительными аномалиями, отвечающими разновозрастным интрузиям магнетитсодержащих друзитов.

Ругозерско-Энгозерская зона прослеживается через всю площадь листов в направлении на северо-запад (330–340°) и находит продолжение на смежных территориях. Ширина зоны составляет от 30 до 60 км. Она имеет сложное неоднородное строение, обусловленное чередованием в плане и разрезе линейных разновеликих полос, сложенных апогабброидными и апоанортозитовыми амфиболитами, кристаллосланцами и плагиомигматитами хетоламбинского подкомплекса с полосами плагиогранитоидов котозерского подкомплекса. Примерно по 8–10 % в общем объеме пород зоны приходится на раннелопийские друзиты и позднелопийские плагиограниты. Незначительным развитием пользуются сумийские друзиты; широко распространены свекофенские керамические и слюдяно-керамические пегматиты, формирующие обширные пегматитовые поля – Хетоламбинское, Чкаловское, Сонозерское. В целом Ругозерско-Энгозерская зона характеризуется пологим падением пород в восточных румбах и значительной их деформированностью с образованием изоклинальных и сжатых складок разных направлений и порядков, вплоть до пloyчатости, которая здесь менее интенсивная, чем в породах Лоухского прогиба. Весьма характерными для ортоамфиболитов и метагабброидов являются структуры разлинзования и будинажа. К югу от Чупинской губы зона осложнена купольными структурами – *Кольбаевской* и *Сонозерской*. Ругозерско-Энгозерская зона располагается в северной части регионального Соловецкого гравиметрического максимума, где ей отвечает система положительных и высокоположительных линейных или изометрических аномалий общей северо-западной ориентировки, разделяемых зонами градиентов с амплитудой 5–10 мГал. Только крайняя северная часть зоны, начиная с широты Ругозерской губы, находится в области переходной к Енскому региональному минимуму при сохранении положительных значений локальных аномалий. Таким образом, характер гравитационного поля Ругозерско-Энгозерской зоны достаточно хорошо согласуется с существенно основным составом слагающих ее пород, доля которых в северном направлении уменьшается. Магнитное поле зоны нормальное: слабоотрицательное в южной части зоны и слабopоложительное в северной с отдельными разноориентированными линейными и сложной конфигурации положительными аномалиями, в общем отражающими ее вещественный состав и структурный план.

Кроме описанных выше структур II порядка, в основном, сформировавшихся в позднеархейское время, выделяется **свекофенская наложенная зона** развития купольных структур. Она охватывает южную часть Ругозерско-Энгозерской зоны и Лоухский прогиб, продолжаясь на смежные с юга и севера территории. Наложная структура ориентирована в северо-западном направлении под углом к простиранию выделенных зон и представлена системой куполов изометрической и овальной в плане формы размером от 8–10 до 12–16 км в поперечнике. Ее формирование связывается с очагами гранитного расплава глубинного происхождения, вызывающими в период свекофенской активизации регенерацию ребольских плагиогранитов и мигматитов. Наиболее ярко выражены купола, развитые в Лоухском прогибе, где их формирование предопределялось подготовленностью субстрата к селективному или полному плавлению. Купольные структуры, развитые в южной части Ругозерско-Энгозерской зоны и на со-

временном срезе сложенные ортоамфиболитами и плагиомигматитами по ним, – Колыбаевская и Сонозерская – вероятно обусловлены всплыванием на глубине порядка 1–1,5 км гранитоидных масс. На поверхности они фиксируются обширными полями и кустами керамических и слюдяно-керамических пегматитов.

Крайняя северо-восточная акваториальная часть территории листа Q-36-XVI относится к **Кандалакшскому грабену**, выполненному среднерифейской терригенной красноцветной формацией. Он является северо-западной частью Кандалакшско-Двинской рифтовой системы, протягивающейся вдоль Онежского полуострова и Кандалакшского залива Белого моря. По данным А. В. Амантова [57], основанными на комплексе геолого-геофизических методов, в том числе непрерывном сейсмоакустическом профилировании, Кандалакшский грабен характеризуется крутым юго-западным и пологим северо-восточным крылом. В основании его залегают породы беломорского комплекса, образующие в районе островов Средние луды куполовидный выступ архейского фундамента.

КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН

Карельский кратон (гранит-зеленокаменная область) представлен восточной частью Северо-Карельской структурно-формационной зоны, занимающей западную часть листа Q-36-XV. На этой площади располагается центральная часть Тикшеозерского зеленокаменного пояса и восточная часть крупного Пяозерского блока (выступа гранитоидного фундамента).

Пяозерский блок сложен, в основном, архейскими гранитоидами: пяозерским диорит-энтербит-тоналитовым комплексом, локализованным на крайнем юго-западе территории и кестеньгским мигматит-плагиогранитным комплексом, занимающим большую восточную часть блока. Граница между комплексами гранитоидов нечеткая трудноуловимая за счет постепенного нарастания степени плагиогранитизации в восточном направлении, а также более поздних процессов калиевого метасоматоза и гранитообразования, наложенных на оба комплекса. Архейские гранитоиды испытали многократные деформации. Они разгнейсованы в субмеридиональном направлении и осложнены мелкими складками. Выделяются складки нескольких генераций, накладывающиеся друг на друга. Размеры их варьируют от первых метров до десятков метров, осевые плоскости крутые, субмеридионального простирания, шарниры преимущественно полого погружаются на северо-запад. Пликативные деформации, в основном, завершились в позднеархейское время и в дальнейшем Пяозерский блок выступал по большей части как жесткая глыба. Породы раннепротерозойского структурно-вещественного комплекса в пределах блока развиты весьма ограниченно, а на рассматриваемой его части представлены только восточной половиной Елетьозерского массива ультраосновных–щелочных пород, внедрение которого по субмеридиональной зоне разломов связано со свекофеннским этапом тектоно-магматической активизации Карельского кратона. Пяозерский блок в целом отличается характерным сочетанием физических полей: положительных гравиметрического и магнитного, аналогичных наблюдаемым для других крупных блоков архейских гранитоидов Карельского кратона – Вокнаволоцкого и Водлозерского. Рассматриваемой части Пяозерского блока отвечает высокоградиентная аномалия поля силы тяжести и располагающаяся восточнее – зона отрицательных линейных аномалий субмеридиональной ориентировки. Первая в значительной степени соответствует Елетьозерскому массиву и частично – комплексу диоритоидов, вторая – мигматит-гранитам кестеньгского комплекса. Магнитное поле блока преимущественно положительное с низкоградиентными нелинейными аномалиями (ΔT)_a; лишь в северной его части выделяется область слабоотрицательных аномалий магнитного поля.

Тикшеозерский зеленокаменный пояс протягивается в субмеридиональном направлении от южной рамки планшета Q-36-XV до западной на расстояние в 64 км при ширине от 15 до 18 км и продолжается на смежных территориях. Он представляет собой синклинорную структуру шовного типа, имеющую сложное внутреннее строение. На современном эрозионном срезе пояс представлен, в основном, раннелопийскими метавулканитами основного, среднего и кислого состава, в меньшей степени – метаосадками и габброидами, а также позднелопийскими кислыми и средними плутонитами. На значительной территории глубокая эрозия пояса вскрыла его корневую часть, распадающуюся на несколько узких синклиналей, разделенных обширными выходами гранитоидов фундамента. Такое строение пояса особенно отчетливо проявилось в юго-западной части листа Q-36-XV, где тикшеозерская серия представлена нижней верхнеозерской свитой. Наименее эродированная часть пояса в западной части листа Q-36-XV характеризуется наиболее полным разрезом, представленным тремя осадочно-вулканогенными свитами тикшеозерской серии.

В качестве структур III порядка по отношению к Тикшеозерскому ЗКП выделяются Ирино-

горская, Ивановогорская синклинали, Винчаозерская и Чернореченская антиклинали, Шаниярвинский трог и Плотичноозерская синформа.

Ириногорская синклиналь представляет собой сложное сочетание линейных и нелинейных структур IV порядка общей субмеридиональной и северо-западной ориентировки. Нелинейные разной степени изометричности структуры являются опрокинутыми на запад-юго-запад синклиналями с крутым падением пород на крыльях (50–70°). С севера на юг выделяются *Мошинская, Ириноозерская* и *Винговская синклинали*. В них представлен наиболее полный разрез тикшеозерской серии нижнего лопия, состоящий из трех свит: верхней челозерской метабазальтовой, слагающей ядерные части синклиналей, средней хизоварской метариодацитов и нижней верхнеозерской метаандезит-коматиит-базальтовой.

Ивановагорская синклиналь, также опрокинутая на запад-юго-запад, по сравнению с Ириногорской синклиналью значительно больше эродирована. Полный разрез нижнего лопия наблюдается только на горе Иванова в северной части структуры. По направлению к югу она переходит в две ветви *Шаниярвинского трога*, разделенные выступом гранитоидов. На юго-востоке к нему примыкает *Чернореченская антиклиналь*.

Тикшеозерский ЗКП находит достаточно четкое выражение в физических полях. Гравитационное поле его в целом положительное с локальными высоко положительными аномалиями линейной или изометричной формы, которые хорошо коррелируются с картируемыми геологическими структурами. В магнитном поле пояс выделяется сочетанием узких линейных положительных и широких слабоотрицательных аномалий, в основном, отвечающих выступам гранитоидного фундамента и отчасти – лопийским структурам, выполненным немагнитными кислыми–средними вулканитами хизоварской свиты.

В западной части листа Q-36-XV выделяется раннепротерозойская *Варалакшинская синклиналь*, замыкающая с востока **Кукаозерский синклинорий**, основная часть которого находится на смежном листе Q-36-XIV. Синклиналь сложена сумийскими лавами и туфами базальтового и андезибазальтового состава и крайне ограниченно развитыми терригенными метаосадками ятулия. Форма синклинали в южной части мультимодальная, осложненная в центре узким прогибом, переходящая к северо-западу в трогообразную. К центральной части структуры приурочены массивы ультрамафитов людиковийско-калевийского возраста, трассирующие глубинный разлом, вероятно предопределивший заложение Кукаозерского синклинория в сумийское время и его последующее активное развитие на протяжении всего раннего протерозоя.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные нарушения различной кинематики и геотектонической значимости играли большую роль в развитии обеих областей – Беломорского подвижного пояса и Северо-Карельской СФЗ Карельского кратона. Большая часть разломов выделена по совокупности геологических, геофизических данных и МАКС; отдельные, отнесенные к предполагаемым – только по геофизическим материалам и МАКС.

По геологической значимости разломы подразделяются на главные и второстепенные.

К главным относятся (с запада на восток): Тикшеозерская система разломов, система разломов, трассирующих Нотозерскую зону, пограничную между БПП и Карельским кратоном, Серакско-Оленеостровская зона и разлом, маркирующий юго-западный борт Кандалакшского грабена.

Тикшеозерская система разломов северо-северо-западного направления определила заложение и развитие Тикшеозерского ЗКП проторифтогенной природы. Разломы прослеживаются от южной рамки листа Q-36-XV в район оз. Нотозеро и продолжаются на смежных листах. Они трассируются синклинальными прогибами, выполненными образованиями тикшеозерской серии, а также цепочками узких линейных положительных магнитных аномалий поля (ΔT)_а, линейными протяженными градиентами поля силы тяжести и на МАКС – протяженными структурными линиями, разделяющими поля с овальным рисунком структурных линий. Разломы этой системы, в основном, относящиеся к сбросам и сбросо-сдвигам, являются долгоживущими; они активно развиваются вплоть до конца раннекарельского тектоно-магматического цикла, а некоторые и в палеозое. Наряду с сопровождающими и опережающими их сместителями они контролируют разнообразный интрузивный магматизм, широко проявленные процессы метасоматоза, золотую и сурьмяно-мышьяковую минерализацию.

Система северо-западных и субмеридиональных разломов, трассирующих пограничную между БПП и Карельским кратоном Нотозерскую зону, выделяется на карте как предполагаемая, поскольку прямыми геологическими признаками не фиксируется. В то же время по материалам дистанционных методов и гравиметрической съемки разломы выделяются вполне уве-

ренно как глубинная зона разуплотнения и высокой проницаемости, служившая каналом для интенсивного корового гранитоидного магматизма и глубинных интрузий чарнокитоидов. Эти плутонические комплексы залечивали структурообразующие разломы, которые в основном утратили свою активность к рубежу 2,7 млрд лет.

Серьякско-Оленеостровская зона разломов северо-западного направления, прослеживается вдоль берега Белого моря через всю территорию и продолжается за ее пределы в юго-восточном и северо-западном направлениях. Общая длина зоны превышает 150 км при ширине 10–15 км [61]. Она является продольной относительно Ругозерско-Энгозерской плутоно-метаморфической зоны и состоит из системы сближенных эшелонированных разрывных нарушений, документирующихся совокупностью геолого-дистанционных данных. В магнитном поле Серьякско-Оленеостровская зона выражена системой интенсивных линейных положительных аномалий, четко выделяющихся на фоне нормального поля, а на МАКС – системой сближенных то более, то менее четких прямолинейных линий. Морфологически разломы этой зоны являются сбросами или сбросо-сдвигами. Они, вероятно, предопределили значительную интенсивность процесса плагитогранитизации, преимущественно линейный план развития основных вещественных подразделений, многообразие процессов метасоматоза (окварцевание, эпидотизация, гранатитизация пород и пр.), а также сульфидного рудообразования. Последнее выражено серией рудопоявлений и точек минерализации вкрапленных и массивных серноколчеданных руд, прослеживающихся вдоль всей зоны от Ругозерской губы на севере к губе Кив, о. Кереть и далее на юго-восток за пределы листа. По-видимому, к оперяющим зону субмеридиональным разрывным нарушениям приурочены многочисленные дайки основных пород, образующиеся на поздних стадиях раннепротерозойского цикла развития БПП, а также палеозойские лампрофировые дайки. Все это характеризует Серьякско-Оленеостровскую зону как глубинную долгоживущую.

Разлом, маркирующий юго-западный борт Кандалакшского грабена, является фрагментом системы сбросов, ограничивающих с запада Кандалакшско-Двинскую рифтовую систему. В гравитационном поле он совпадает с юго-западной высокоградиентной зоной интенсивного гравитационного максимума.

В формировании структуры БПП существенную роль играли субширотные разломы, один из которых Чупиногубский выделяется как главный. Он проходит по Чупинской губе Белого моря и разделяет рассматриваемую часть БПП на два блока: Северный и Южный. Блоки весьма существенно различаются характером, интенсивностью и ориентировкой гравимагнитных полей, не находящими, однако, достаточно четкого выражения в составе и строении геологических комплексов на их современном эрозионном срезе. Южный, менее гранитизированный блок, совмещается с интенсивной региональной гравитационной аномалией – северным замыканием Соловецкого гравитационного максимума, а Северный – более гранитизированный – со слабopоложительной аномалией, переходной к Енскому региональному минимуму. Основываясь на указанных фактах можно предположить, что различие между блоками имеет, в основном, глубинную природу и, в меньшей степени, связано с интенсивностью процесса гранитообразования.

Субширотные разрывные нарушения сумийского возраста пересекают архейские складчатые структуры и разломы, не вызывая значительных смещений последних. К ним приурочены наиболее крупные сумийские лерцолит-габброноритовые интрузии. По данным М. Е. Салье [88], эти разломы ограничивают выдвинутые на восток блоки, имеющие периклинальное замыкание, и сопровождаются кулисообразно расположенными зонами рассланцевания.

Наиболее широко развиты как в БПП, так и в Северо-Карельской СФЗ, мелкие соскладчатые разрывные нарушения, связанные с некоторыми этапами складчатых деформаций, последовательно накладывающиеся друг на друга. В большинстве случаев эти разрывные нарушения субпараллельны осевым плоскостям складок. Наиболее часто среди них встречаются взбросы и надвиги. Смещения вдоль разрывов небольшие. Характерны вязкие разрывы, развивающиеся в высокопластичных породах. Обычно они залечены кварц-полевошпатовым гранитным и пегматитовым материалом, кварцевыми жилами или интрузивными телами друзитов.

Постскладчатые разрывные нарушения, заложенные в консолидированных породах на заключительных стадиях формирования свекофенских складок, крутопадающие, имеют сбросо-сдвиговый характер, сопровождаются зонами дробления и тектонической трещиноватости, а также сериями кулисообразных зон рассланцевания мощностью 10–15 м.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Глубинное строение территории листа Q-36-XV, XVI определяется их расположением в пре-

делах двух региональных аномалий поля силы тяжести I порядка, разделенных градиентной зоной. На востоке – это Соловецкий (Беломорский) региональный максимум, на западе – Карельский региональный относительный минимум [14]. Рассматриваемая часть Беломорского подвижного пояса (мегаблока), в основном, располагается в северной части регионального максимума, плавно переходящего по направлению к северо-западу и северо-востоку в Енский региональный минимум.

По данным ряда исследователей [26] мегаблок характеризуется симатическим типом земной коры с наименьшей в рамках Фенноскандинавского щита мощностью (28–38 км) и выходом на современном эрозионном срезе диоритового слоя, представленного в различной степени гранитизированными ортоамфиболитами, ортокристаллосланцами, диоритами, анортозитами, имеющими плотность $2,95\text{--}2,80\text{ г/см}^3$. Однако ранее выход этих образований на современном срезе фиксировался только в Кемском блоке (южная часть БПП) и лишь предполагался севернее до широты Калгалакшской губы Белого моря. Для рассматриваемой территории предполагалось наличие «гранито-ультраметаморфического» слоя, залегающего в основании «осадочно-вулканогенного», представленного амфиболитами и амфиболсодержащими гнейсами хетоламбинской и глиноземистыми гнейсами лоухской (чупинской) толщ.

Вместе с тем, установленная для данной площади по совокупности современных геологических данных позиция хетоламбинского ортоамфиболитового подкомплекса в качестве древнейшего достаточно надежно подтверждается и расчетными гравиметрическими разрезами. Присутствие в составе подкомплекса значительного объема метагабброидов и апогаббровых ортоамфиболитов с плотностью, превышающей $2,9\text{ г/см}^3$, позволяет допускать его принадлежность, по крайней мере частично, не только «диоритовому», но и «базальтовому» слою коры, испытавшему несколько более значительную тектоно-метаморфическую и ультраметаморфическую переработку по сравнению с аналогичными образованиями, развитыми в южных районах Беломорья.

На расчетном геолого-геофизическом разрезе до глубины 10 км (рис. 4), прежде всего, отчетливо выделяются две геоструктуры, которым на гравиметрическом профиле отвечают широкие максимумы, разделенные более узким минимумом, фиксирующим зону их сочленения. Восточная часть разреза соответствует Беломорскому мегаблоку, в разрезе которого выделяется три основных слоя, различающиеся плотностью и, соответственно, вещественным составом:

1. Нижний слой (дифференцированный надбазальтовый) залегает на глубине до 6 км, имеет среднюю плотность $2,83\text{ г/см}^3$; он представлен, по-видимому, преимущественно апогабброидными амфиболитами, апоанортозитовыми и аподиоритовыми кристаллосланцами, имеющими участками выход на современном эрозионном срезе (амфиболитовая часть хетоламбинского подкомплекса).

2. Средний слой отличается неоднородностью состава и строения. Нижняя более мощная его часть (6–4,5 км) имеет плотность $2,72\text{ г/см}^3$. Ее основу составляют, вероятно, в различной степени плагиогранитизированные ортоамфиболиты и ортокристаллосланцы (мигматитовая часть хетоламбинского подкомплекса), переходящие постепенно вверх по разрезу примерно с глубины 1,5–2 км в плагиогранитоиды TTG ассоциации, имеющими плотность $2,68\text{ г/см}^3$ (котозерский подкомплекс).

3. Верхний слой («осадочно-вулканогенный») со средней плотностью $2,76\text{ г/см}^3$ отвечает терригенной лоухской толще глиноземистых гнейсов, включающей тела друзитов с плотностью более $3,0\text{ г/см}^3$.

По-видимому, нижний и средний слои могут быть объединены в так называемый «диоритовый» слой, возникший в процессе дифференциации и последующей гранитизации «базальтового» слоя.

Левая часть разреза отвечает Северо-Карельской СФЗ Карельского кратона и не отличается принципиально от разреза Беломорского мегаблока. Здесь также выделяется три слоя земной коры с разной плотностной характеристикой. Главное отличие от разреза БПП заключается в значительно большей мощности нижнего слоя А, кровля которого в западной части находится на глубине ~2 км, но не выходит на дневную поверхность, в меньшей мощности и большей степени разуплотнения слоя Б, а также в значительно большей дифференцированности верхнего существенно вулканогенного слоя земной коры.

Рассмотренные геоструктуры разделяются субвертикальной глубинной зоной существенно разуплотнения пород до $2,55\text{ г/см}^3$, представленной плагио- и плагиомикроклиновыми мигматит-гранитами и гранитами.

С нашей точки зрения геолого-геофизический разрез дает не только представление о глубинной структуре рассматриваемой территории, но достаточно объективно отражает картину развития конкретных геологических комплексов на современном эрозионном срезе и подтвер-

ждает принятую в данной работе модель тектонического строения.

Широкое развитие денудационных поверхностей выравнивания, отсутствие палеозойских и мезозойско-кайнозойских осадков, малая мощность покрова четвертичных осадков, наличие в разрезе на большей части территории Беломорья только верхнеплейстоценовых и голоценовых комплексов свидетельствуют о преобладании поднятий в течение новейшего тектонического этапа. Тектонический режим этого региона имеет тенденцию к поднятию с позднего докембрия. Таким образом, общий характер новейших тектонических движений унаследован, и новейший тектонический этап является продолжением длительной тектонической истории развития Балтийского щита с момента установления на нем платформенного режима.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическое развитие Беломорского подвижного пояса и примыкающей к нему с запада Северо-Карельской СФЗ Карельского кратона занимают гигантский отрезок времени от раннего архея (или границы раннего и позднего архея) до кайнозоя включительно. Территория листа Q-36-XV, XVI охватывает крупные фрагменты названных структур, прошедших в значительной степени автономный путь развития, но, в то же время, выступающих на определенных этапах как взаимосвязанные системы.

Развитие БПП, предположительно, началось с формирования в интервале 3,2–3,0 млрд лет мафической коры, сложенной преимущественно базит-ультрабазитовыми дифференциатами мантии. Процесс становления коры мог существенно отличаться от спрединга, характерного для фанерозоя и позднего докембрия, но его результатом стала кора, сопоставимая с океанической. Свидетельством существования ультрабазит-базитовой раннекоревой ассоциации пород на начальных этапах становления БПП является площадное развитие ортоамфиболитов, сохранивших признаки расслоенных плутонов ультрамафит-габбро-анортозитового состава.

Ориентировочно на рубеже 3,0–2,9 млрд лет, возможно под воздействием конвективных процессов в мантии, происходили частичное плавление и дифференциация базитового вещества, приведшие к обособлению более легких тоналит-трондьемитовых расплавов, которые поднимались к поверхности, интродировали и замещали, в том числе путем плагиогранитизации, исходный ультрабазит-базитовый мантийный материал. Неравномерное проявление этих процессов в пространстве привело к чередованию линейных и изометрических участков реликтовой базитовой коры (хетоламбинский подкомплекс) и участков преимущественного развития пород ТТГ-ассоциации с редкими включениями (реликтами) амфиболитов (котозерский подкомплекс), создав, таким образом, мозаичную структуру БПП. Примерами крупных фрагментов ранней базитовой коры, вероятно, являются линейная Серяжско-Кивгубская зона и площади преимущественного развития ортоамфиболитов в районе озер Большое Крохино–Пиземское.

На рубеже 2,9 млрд лет, после относительной стабилизации (кратонизации) в области развития хетоламбинского и котозерского подкомплексов заложились Лоухский прогиб, где накапливались граувакки и происходили незначительные по объему излияния лав преимущественно кислого и среднего состава. Лоухский прогиб первоначально занимал более обширную территорию, чем наблюдаемая на современном эрозионном срезе, о чем свидетельствуют эрозионные останцы типа Турковаракской структуры, а также ряд других, расположенных южнее – на территории листа Q-36-XXII.

Активизация тектоно-магматических процессов на рубеже раннего и позднего лопия (2 850 млн лет), связанная с растяжением земной коры и установлением проторифтогенного режима, сопровождалась складкообразованием и высокотемпературным умереннобарическим метаморфизмом [1, 5, 10] и внедрением интрузий серяжского гипербазитового и боярского перидотит-габбро-анортозитового комплексов.

Позднелопийский этап (2 740–2 700 млн лет), отвечающий режиму коллизионной орогении, отличается высокой эндогенной активностью в пределах всего БПП. С ним связано внедрение вдоль зоны сочленения с Карельским кратоном многочисленных интрузий поньгомского габбро-эндербит-чарнокитового комплекса, региональное развитие плагиомигматизации и плагиогранитоидов никольского комплекса, проявление высокобарического высокотемпературного метаморфизма, локально достигающего условий гранулитовой фации [5, 10]. Заключительной стадии позднелопийского этапа (2 700–2 600 млн лет) отвечает широкое развитие калиевых мигматитов и гранитов (керетьский и мягрекский комплексы) и умереннобарический метаморфизм амфиболитовой фации.

Раннепротерозойское развитие БПП начинается с рифтогенных процессов селецкого этапа (2 450–2 320 млн лет), получивших региональное выражение в массовом внедрении мелких расслоенных интрузий куземского лерцолит-габброноритового (друзитового) комплекса. Их

формирование, предполагающее наличие под БПП мантийного плюма, происходило в относительно жесткой раме на глубинах, эквивалентных $P=8-9$ кбар в условиях растяжения земной коры [1]. Региональный метаморфизм селецкого цикла отвечает условиям дистен-микроклиновой субфации амфиболитовой фации. Процессы мигматизации и гранитообразования проявлены локально. Перемещенные селецкие граниты (полярногорский гранитовый комплекс) имеют крайне ограниченное развитие. На селецком этапе развития происходило образование взбросо-надвиговых и сбросо-сдвиговых субширотных зон разрывных нарушений, с которыми связано формирование складок различной морфологии вплоть до изоклинальных с осевыми плоскостями, опрокинутыми в южных румбах.

Интервал 2 300–2 000 млн лет для БПП, по всей вероятности, являлся этапом стабилизации, о чем свидетельствует резкое затухание магматизма, фиксирующегося только людиковийским комплексом долеритовых даек.

Свекофеннский цикл тектоно-магматической активизации (1 950–1 750 млн лет) связан с коллизией Беломорского и Кольского геоблоков. Он характеризуется высокобарическим метаморфизмом амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, широким проявлением метасоматических процессов кислотного выщелачивания, развитием характерных купольных структур и региональных процессов пегматитообразования.

Позднепротерозойский этап в развитии БПП может характеризоваться как платформенный, осложненный заложением Кандалакшской рифтовой зоны северо-западного простирания. Акваториальная часть листа Q-36-XVI располагается на южном плече палеорифта, продолжавшим свое развитие и в палеозое. В северо-восточных разломах, поперечных к направлению рифтовой зоны концентрируются многочисленные дайки кандалакшского лампрофирового комплекса девонского возраста.

Таким образом, Беломорский подвижный пояс, являющийся уникальной мегаструктурой в составе Фенноскандинавского щита, сформировался в результате взаимодействия и последовательного наложения разнонаправленных складчатых деформаций и разрывных нарушений, многократно проявленного метаморфизма различных термодинамических параметров, разнообразного многоактного интрузивного магматизма, регионально проявленных процессов мигматизации и гранитизации.

Эволюция восточного фрагмента Северо-Карельской структурно-формационной зоны определялась с одной стороны ее принадлежностью к Карельскому кратону (гранит-зеленокаменной области), а с другой – достаточно сильным влиянием БПП.

В пределах Северо-Карельской СФЗ уже к концу раннего архея оформился комплекс основания, представленный на рассматриваемой территории диоритоидами восточной части Пяозерского блока. Судя по наличию в них включений габброидов, ортоамфиболитов и двупироксен-амфиболовых кристаллосланцев, Пяозерский блок скорее всего изначально представлял собой выступ базальтового слоя коры. К концу раннего архея он прошел стадию интенсивной плагиогранитизации и превратился в стабильный блок с корой континентального типа.

В позднем архее (2 900–2 800 млн лет) на восточном краю Карельского кратона заложился Тикшеозерский зеленокаменный пояс проторифтогенной природы, в котором накапливались андезит-коматиит-базальтовая, риолит-дацитовая, базальтовая формации с ограниченной примесью терригенного (грауваккового) материала. Позднее (2 740–2 700 млн лет) эти образования подверглись складчатости и высокоградиентному умереннобарическому метаморфизму амфиболитовой фации. Интенсивную тектоно-метаморфическую и ультраметаморфическую переработку испытали и гранитоиды комплекса основания. В результате породы диорит-плагиогранитного состава были превращены в мигматиты с плагиомикроклиновой лейкосомой, а также в плагиомикроклиновые и микроклин-плагиоклазовые мигматит-граниты, насыщенные жилами и малыми телами гранитов, аплитов и пегматитов (охтаньярвинский комплекс).

С позднелопийским этапом связан интрузивный магматизм, представленный тремя комплексами пород среднего и кислого состава: хизоварским (андезитовые дайки), кухтозерским (диорит-гранодиориты) и винговским (граниты). Они завершают лопийскую эпоху развития и знаменуют переход к субплатформенному режиму.

На раннесумийском этапе на смежной территории (лист Q-36-XIV) заложился Кукаозерский рифт, наследующий лопийский зеленокаменный пояс. На исследованной территории это событие нашло выражение в развитии Варалакшинской вулканической структуры и внедрении лерцолит-габброноритовых интрузий, преимущественно вдоль северо-восточной границы гранит-зеленокаменной области. Эти процессы явились непосредственным отражением сумийского этапа развития БПП. С этим же этапом связано внедрение гипабиссальных гранитных массивов (нуоруненский комплекс) в восточном и северо-восточном обрамлении Варалакшинской структуры и формирование системы пологих складок с субгоризонтальными шарнирами.

Субплатформенный режим продолжался примерно до рубежа 1 900 млн лет. В ятулийское время он фиксируется отложением осадков кукасозерской свиты в узком шовном прогибе Варалакшинской структуры. Внедрение интрузий перидотитового ханкусьярвинского комплекса в людиковийско-калевийское время по субмеридиональным – северо-западным разломам логично рассматривать как отражение активного развития Кукасозерского рифта.

В раннесвекофеннское время внедрился щелочно-ультраосновной Елетьозерский массив, характеризующий условия стабильности при мощной и зрелой континентальной коре. Приуроченность его к глубинному разлому определяет большую глубинность магматического источника.

Позднесвекофеннское время для рассматриваемой части Северо-Карельской зоны может рассматриваться как стадия тектоно-магматической активизации, связанная со свекофеннской коллизией Беломорского и Кольского мегаблоков. В этот период метавулканыты и метаосадки Тикшеозерского ЗКП подверглись наложенному метаморфизму повышенного давления амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, широкое развитие получают разнообразные метасоматиты и гидротермалиты содержащие сульфиды As, Sb, Ag; происходит внедрение пегматитов редкометалльно-мусковитовой формации [1]. Структурная эволюция этого этапа привела к развитию бластокатаклазитов по гранитоидам фундамента, переориентировке ранних складок, образованию зон субмеридиональных и северо-восточных сдвигов, фиксирующихся жилами лейкогранитов, пегматитов, кварца [1, 17].

Палеозойские процессы в Северо-Карельской СФЗ проявились узко локально развитием системы лампрофировых даек, явившихся отражением палеозойской тектоно-магматической активизации северо-восточной части Фенноскандинавского щита.

Признаков мезозойского этапа развития на территории листа не установлено, но основываясь на данных по сопредельным с запада и севера площадям (Гиммельфарб и др., 1982) можно предположить существование в мезозое континентального режима, документирующегося неметаморфизованными корами выветривания практически на всех развитых в регионе породах.

Кайнозойский этап развития территории рассматривается в главе «Геоморфология».

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Основными рельефообразующими факторами территории являются тектоника, денудация и эрозионно-аккумулятивная деятельность ледника. Именно они определили основные черты современного рельефа.

В целом территория района представляет собой грядово-холмистую равнину с общим наклоном в сторону Кандалакшского залива. В западной ее части некоторые гряды имеют абсолютную высоту 200–340 м, а на востоке у побережья – 20 м, средняя абсолютная высота – 100–150 м. Понижения между возвышенностями, сложенными кристаллическими породами, заняты речными долинами, озерами и болотами северо-западного и широтного направления, реже – северо-восточного. Наличие часто встречающихся спрямленных участков элементов рельефа может свидетельствовать о предопределенности этих направлений, дизъюнктивными нарушениями. Равнина образована на сильно дислоцированных и пенепленезированных породах архея и протерозоя. Характерной особенностью рельефа является его литоморфность и соответствие направления возвышенностей с простираем складчатых структур. В современном облике рельефа отражаются черты древнего структурного плана. Формирование рельефа происходило на протяжении значительного промежутка времени. В результате длительного континентального режима, начиная с конца палеозоя и до палеогена включительно, в условиях общей стабилизации тектонических движений, поверхность кристаллических пород была сnivelирована и превращена в пенеплен. На рубеже палеоген-неогена произошло общее резкое поднятие Балтийского щита, что привело к интенсивной денудации. Затем в миоцене начался следующий этап выравнивания территории. В северной Карелии и на юге Кольского полуострова известны находки гидрослюдистой дресвянисто-щебнистой коры выветривания, образование которой относится ко второй кайнозойской эпохе корообразования. Таким образом, основные черты рельефа сформировались уже в неогене и имели вид весьма близкий к современному. В четвертичное время под воздействием материкового оледенения облик рельефа претерпел некоторые изменения [8]. Возвышенности были сглажены, а понижения заполнены продуктами ледниковой аккумуляции. В поздне- и послеледниковое время территория подвергалась воздействию морских трансгрессий. В нижнем голоцене произошел подъем территории, о чем свидетельствует положение морской равнины, залегающей на абсолютных отметках 100–120 м. В голоцене территория подверглась заболачиванию, сформировалась речная сеть.

В основу классификации рельефа положен морфогенетический принцип, позволяющий выделить типы рельефа, сходного между собой как по происхождению и составу слагающих его пород, так и по морфологическим признакам. Выделены следующие генетические категории рельефа: структурно-денудационный, абразионно-аккумулятивный, аккумулятивный.

РЕЛЬЕФ СУШИ

СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Структурно-денудационный рельеф представлен *денудационными цокольными равнинами на докембрийских кристаллических породах фундамента, перекрытыми маломощным разорванным покровом четвертичных отложений (N-Q_n)*. Выделяются следующие типы равнин.

Равнина высокая, грядово-холмистая, сильно расчлененная с северо-западной ориентировкой гряд (1). Абсолютная высота равнины – 140–350 м. Она образована на лопийских амфиболитах и амфиболитах беломорского комплекса. К этому типу рельефа относятся наиболее высокие возвышенности, такие как Ивангора, Ирингора, Винча, Нигрозерская возвышенность. Гряды вытянуты в северо-западном направлении, совпадающем с простираем кристаллических пород. Протяженность гряд – от 2 до 6 км, ширина – 2–4 км. Вершины, как правило, плоские. Склоны возвышенностей крутые (до 40°) с хорошо выраженными уступами сильно рас-

члененные. У подножья крутизна склонов уменьшается до 10–20°, и появляется ступенчатость.

Равнина холмистая, умеренно расчлененная (2). Абсолютная высота равнины – 100–230 м. Она образована на мигматит-гранитах кестеньгского и котозерского комплексов. Располагается равнина преимущественно в западной части территории вдоль восточного побережья оз. Тикшеозера. Склоны довольно округлых холмов достаточно пологие (5–15°), иногда ступенчатые, умеренно расчлененные. Вершины холмов плоские, часто слабовыпуклые. Диаметр холмов – 0,5–1,5 км.

Равнина грядово-холмистая, сильно расчлененная (3). Ее абсолютная высота – 100–170 м. Равнина образована на глиноземистых гнейсах лоухской толщи. Располагается она в районе оз. Лоухского, Верхнего Пулонгского, оз. Дядино и оз. Кумжевых. Равнина протягивается разорванной полосой в северо-западном направлении, совпадающем с генеральным простиранием гнейсов. В тоже время протяжение гряд в пределах самой равнины имеет субширотное направление, что, по-видимому, обусловлено их приуроченностью к широтной зоне разломов. Ширина гряд и холмов – от 1 до 2 км. Склоны средней крутизны, иногда ступенчатые.

Равнина холмисто-грядовая с невыраженной ориентировкой гряд (4). Абсолютная высота равнины – 100–150 м. Она развита на мигматит-гранитах керетьского комплекса. Этот тип рельефа имеет ограниченное распространение и выделяется севернее оз. Плотичное. Ширина гряд и холмов – 400–800 м, склоны довольно пологие.

Равнина мелкогрядовая, сильно расчлененная (5). Абсолютная высота ее – 60–130 м. Равнина образована на мигматит-гранитах котозерского комплекса. Расположена она в юго-восточной части территории и протягивается вдоль побережья Кандалакшского залива в северо-западном направлении, совпадающим с простиранием пород. Ширина гряд – от 200 до 600 м. Длина гряд составляет 400–800 м. Равнина сильно расчленена большим количеством ручьев и мелких рек.

Равнина мелкогрядовая с преобладанием северо-восточной ориентировки гряд (6). Абсолютная высота равнины – 60–120 м. Она развита на ортоамфиболитах хетоламбинского подкомплекса. Северо-восточная ориентировка гряд совпадает с простиранием пород. Длина гряд – от 200 до 1 500 м, ширина – 200–600 м, склоны в основном пологие. Этот тип рельефа занимает площадь от южного побережья оз. Лоухского до северного побережья оз. Большое Воронское.

Равнина пологоволнистая, мелкогрядовая (7). Абсолютная высота ее – 60–140 м. Равнина занимает южную и юго-западную часть территории. Она развита на различных породах архея и протерозоя, перекрытых ледниковыми отложениями, имеющими максимальную среднюю мощность для данной территории. Мелкие, узкие гряды длиной от 500 м до 2 км и шириной 200–400 м, расположенные на равнине, имеют северо-западную и субширотную ориентировку, часто встречаются друмлины с выходом коренных пород в западном проксимальном конце. Ориентировка гряд и друмлинов, отвечающих направлению движения ледника, предопределена широтными и субширотными разломами.

Равнина мелкогрядовая, низкая, на отдельных участках абрадирующая водами морских поздне- и послеледниковых бассейнов (8). Абсолютная высота равнины – 50–100 м. Она расположена на различных породах архея и протерозоя, перекрытых ледниковыми отложениями. Мелкие гряды четко выраженной ориентировки не имеют.

АБРАЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Равнина морская, наклонная, на отдельных участках ступенчатая (9) (Q_H). Ее абсолютная высота – 0–50 м. Равнина сильно заболочена и протягивается вдоль Ругозерской губы пролива Великая Салма, губы Кив, северного берега Чупинской губы. Местами на морском побережье выделяются террасы, которые отчетливо выражены лишь локально. Они фиксируются на абсолютных отметках 5–7, 10–15, 20–30 и 30–47 м [36].

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Камовый рельеф (11) (Q_{III-H}) распространен в районе оз. Нильмозера, оз. Лоухское, д. Черная речка, оз. Пурнозеро. Камовые холмы крутосклонные с округлыми вершинами и имеют высоту 5–10 м. Между холмами располагаются заболоченные понижения и мелкие блюдцеобразные озера.

Холмисто-грядовые ледниковые образования (12) (Q_{III-H}) на территории листов имеют ограниченное распространение. Холмы и небольшие гряды, сложенные моренной, располагаются

восточнее оз. Верхнее Черное и северо-западнее оз. Нижнее Нильмозеро. Холмы и гряды имеют округлые, иногда плоские вершины, достаточно пологие склоны. Их относительная высота – 5–8 м, но иногда достигает 20 м.

Равнина зандровая, пологоволнистая (10) (Q_{III-H}). Абсолютная высота ее – 60–80 м. Она занимает небольшую площадь вдоль северного берега оз. Лоухское и в ряде других мест, не выраженных в масштабе карты. Равнина образовалась в результате аккумуляции осадков из водно-ледниковых потоков и приурочена к понижениям доледникового рельефа. Кроме того на территории листа имеют место такие формы водно-ледниковой аккумуляции, как озы и ложбина стока талых ледниковых вод, которая протягивается в юго-восточном направлении от оз. Аштахма. Озы имеют достаточно широкое развитие. Они вытянуты в северо-западном и субширотном направлениях, совпадающих с основным направлением современной гидрографической сети, реже – ориентированы на северо-восток. Длина озов – от 2–4 до 20–25 км (Нильмозерский оз), высота – 5–25 м, склоны ассиметричные, вершины плоские, чаще – широкие.

Равнина морская, пологоволнистая (13) (Q_{III-H}). Абсолютная высота равнины – 100–120 м. Равнина развита на морских осадках трансгрессии портландия, сильно заболочена. Она располагается в юго-западной части территории между оз. Тикшеозеро и р. Черная.

Равнина озерная, плоская (14) (Q_H), иногда наклонная, имеет абсолютную высоту 80–100 м, развита в основном по берегам крупных озер. Самую большую площадь она занимает в районе пос. Лоухи, где имеет горизонтальную и заболоченную поверхность.

Равнина биогенная (15) (Q_H) на различных абсолютных отметках распространена на всей территории и приурочена чаще к понижениям рельефа. Поверхность низинных болот плоская, переходных и верховых – мелкобугристая. Площадь болот увеличивается за счет зарастания мелких озер. Заторфование равнин и понижений играет важную роль в нивелировке рельефа.

Пойма (16) (Q_H) выражена лишь у наиболее крупных рек, где происходит аккумуляция аллювия, т. к. реки отличаются молодостью и невыработанностью долин и производят преимущественно глубинную эрозию.

РЕЛЬЕФ МОРСКОГО ДНА

АБРАЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Равнина ледниковая, переработанная абразионной деятельностью моря (17) (Q_{III-H}). Абсолютная высота ее – 0–40 м. Равнина субгоризонтальная, мелкогрядовая с фрагментарным покровом.

Равнина ледниково-морская (18) (Q_{III-H}). Абсолютная высота ее – 0–50 м. Равнина наклонная, сформирована на кандалакшских ледниково-морских и ледниковых отложениях осташковского горизонта со следами абразионной деятельности моря.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Равнина морская, пологоволнистая (19) (Q_H). Абсолютная высота равнины в пределах шельфа – 20–40 м, на больших глубинах – ниже 100 м. Она образована на соловецких морских отложениях.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа Q-36-XV, XVI располагается значительная часть Беломорской пегматовой провинции, представленной многочисленными месторождениями и проявлениями мусковитовых, керамических и слюдяно-керамических пегматитов. Начиная с 1930-х годов они являлись основным источником высококачественной слюды мусковита и керамического сырья на Северо-Западе России. К настоящему времени целый ряд месторождений в результате интенсивной эксплуатации полностью или в значительной степени выработан, другие из-за сложившейся в 1990-х годах неблагоприятной экономической ситуации законсервированы, либо по ним резко сокращена добыча.

Значительными ресурсами располагает территория листов в отношении разнообразных строительных материалов: природного облицовочного камня, запасы которого практически неограничены, песчано-гравийных материалов, кирпичных глин и диатомита, а также торфа в качестве топлива.

Из других видов неметаллических полезных ископаемых заслуживают внимания проявления поделочных и коллекционных камней – розового кварца, корунда, беломорита, нетрадиционного полевошпатового сырья – нефелиновых сиенитов Елетьозерского массива, апатита, ассоциирующего с елетьозерскими ильменит-титаномагнетитовыми рудами, и абразивного граната. Известные пункты минерализации асбеста крайне незначительны по масштабам.

Перспективы выявления металлических полезных ископаемых в пределах листа Q-36-XV, XVI до настоящего времени остаются неясными из-за крайне слабой металлогенической изученности района, обусловленной традиционно сложившейся в предыдущие годы односторонней ориентацией поисковых работ на прирост запасов мусковита и керамического сырья. На всей территории известно несколько проявлений и пунктов минерализации золота, железа, меди и никеля, молибдена, ниобия, одно непромышленное Елетьозерское месторождение титана.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТОРФ

На территории листа Q-36-XV, XVI известно 8 *месторождений* торфа [59, 64]. Пять месторождений оценены по категории С₂, имеют общие запасы 7 089 тыс. м³ при средней мощности торфяного пласта 2,3 м. Площадь этих месторождений в нулевой границе – 7 564 га, в границе промышленной глубины торфяной залежи – 353 га. По трем месторождениям болотного торфа подсчитаны запасы по категории А: *Причупинское месторождение* (III-3-25) с запасами 44 тыс. т, средней мощностью торфяного пласта 0,95 м, промышленной площадью 25,4 га, площадью в нулевой границе 57,6 га; *месторождение Левдозеро* (III-2-5) с запасами 200 тыс. т, с площадью промышленных запасов 87,9 га, в нулевой границе – 163 га, средней мощностью пласта 1,69 м и *месторождение Болото № 1* (III-3-27) с запасами 7 тыс. т, промышленной площадью 2,2 га, площадью в нулевой границе 3 га и средней мощностью пласта 2,5 м. Запасы даны при 40 % влажности торфа. Средняя степень разложения топливных торфов колеблется от 17 до 30 %; средняя зольность изменяется от 4 до 17 %. По своим качественным показателям торфяные залежи, в основном, можно использовать в сельском хозяйстве в качестве подстилочного материала, в качестве агроруд. Кроме того, технические свойства торфа показывают его пригодность к разработке на топливо. Все месторождения являются резервными (законсервированными).

Кроме того на территории листа известно 25 *проявлений* торфа [59, 64]. Из них 16 проявлений торфа с прогнозными ресурсами по категории Р₂ составляют 25 546 тыс. т при средней

мощности торфяного пласта 1,7 м и 8 проявлений с прогнозными ресурсами по категории P_1 составляют 3 484 тыс. т при средней мощности торфяного пласта 2 м.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

Рудопоявление Магнетитовая Варака (IV-2-2) кремнисто-железородной формации представлено горизонтом магнетит-грюнеритовых сланцев, образующих линзообразную залежь, прослеженную на 200 м при мощности 25–35 м. Судя по наличию на ее продолжении к северо-востоку и юго-западу линейной магнитной аномалии интенсивностью более 2 000 нТл магнетит-грюнеритовые сланцы протягиваются на 6–7 км. Они залегают согласно со сланцеватыми порфиروبластическими амфиболитами верхнеозерской свиты тикшеозерской серии. В сланцах отмечаются зоны скарновых пород мощностью до 1 м. Среднее содержание магнетита в сланцах не превышает 25 % (визуально). Прогнозные ресурсы категории P_2 этого проявления (порядка 2 млн т) не отвечают экономическим параметрам минимально промышленно рентабельного месторождения железных руд и учету не подлежат.

ТИТАН, АПАТИТ

Елетьозерское титановое месторождение (IV-1-3) выявлено Ю. С. Неуструевым в 1935 г., разведано в 1954–1956 гг. [3], доразведывалось в 1977–1981 гг. [68], не эксплуатировалось. Оно приурочено к северо-восточной части Елетьозерского массива щелочных габброидов и на листе Q-36-XV, представлено участком Суривара. В его пределах выделяется несколько рудных залежей: Главная, Южная, Параллельная, Центральная, Западная и Северная, располагающихся в горизонте продуктивных образований. Протяженность залежей меняется от 200 до 1 400 м при мощности 13–70 м. Углы падения рудных тел крутые, форма пласто- и линзообразная; контакты с вмещающими габбро, пироксенитами, перидотитами и амфиболитами постепенные. Руды бедные вкрапленные и густовкрапленные, частью сплошные, состоящие из титаномагнетита, ильменита, магнетита и подчиненных им пирита, пирротина, халькопирита и пентландита. Наблюдается повышенная концентрация ильменита в висячем боку рудных тел, а титаномагнетита – в лежачем. Обычно величина зерен рудных минералов – 0,2–1,0 мм. Структура руд сидеронитовая. К рудным залежам участка Суривара приурочены концентрации апатита, локализующегося совместно с рудными минералами, в первую очередь с ильменитом. Местами количество апатита достигает 10 % объема рудной массы. Содержание основных компонентов в рудах (в %): Fe – 13,3–37,5, TiO_2 – 8–25, V_2O_5 – до 0,19, P_2O_5 – 2,6–3. Титановые руды трех сортов: первый сорт содержит более 12 % TiO_2 , второй – 8–12 %, третий – 5–8 %. Среднее содержание TiO_2 в ильменитовом концентрате – 41,58 %, в титаномагнетитовом – 9,37 %. Месторождение относится к фосфорно-железо-титановой в габброидах рудной формации; оруденение имеет магматический генезис: сегрегационный на раннемагматической стадии и фузивный – на позднемагматической. Прогнозные запасы TiO_2 по категории C_1 и C_2 в количестве 4,6 млн т по состоянию на 01.01.1959 г. отнесены к забалансовым. Они позволяют отнести месторождение к категории средних законсервированных. Прогнозные ресурсы апатитовых руд, подсчитанные по 7 залежам до глубины 200 м, составляют 125 тыс. т при содержании P_2O_5 – 2,9 % и относятся к категории P_1 некондиционным [72].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

Известны два пункта минерализации меди на *о. Медянка (III-4-3)* и на *о. Великом (I-3-3)*. Редкая неравномерная вкрапленность медного колчедана приурочена к кварц-карбонатным жилам позднекарельского прибрежного комплекса. Длина жил составляет 10–40 м при мощности 5–50 см. Имеется ряд старинных выработок и небольшие отвалы, в которых отмечены мелкие куски медного блеска [37].

Остальные объекты медной минерализации описаны в подразделе «Никель, медь» по формационной принадлежности.

НИКЕЛЬ, МЕДЬ

Никель представлен шестью проявлениями и пятью пунктами минерализации, относящимися к двум рудным формациям: сульфидной медно-никелевой с кобальтом в метагабброидах и метаанортозитах хетоламбинского подкомплекса и сульфидной медно-никелевой с платиноидами в друзитах куземского комплекса.

Проявления сульфидной медно-никелевой с кобальтом формации локализуются в *Кивгубско-Пежостровской рудной зоне* (3.0.2) и *Климовском рудном узле* (0.0.2). Максимальная их концентрация отмечается в пределах *Кивгубского рудного поля* (3.0.2.1) площадью 20 км². Здесь выделяются четыре проявления: *Кивгубское* (II-4-1), *Медвежья губка* (II-4-2), *п-ов Картеш* (II-4-4) и *губа Картеш* (II-4-6) и два пункта минерализации: *Хожяева губка* (II-4-3) и *о. Кереть* (III-4-2). Они изучены комплексом геолого-геофизических методов, включавших детальную магнито- и гравиразведку, электроразведку, литогеохимическую съемку, проходку канав и скважин [61, 74]. Проявления располагаются в пределах двух рудоносных зон длиной 6,3 и 3 км и мощностью от 10 до 60 м. В их пределах выделяются горизонты вкрапленных и массивных руд мощностью от 0,3 до 3,0 м. Сульфиды представлены, в основном, пиритом и пирротинном, в незначительном количестве присутствуют халькопирит, пентландит, сфалерит, галенит, молибденит, самородный висмут и его минералы. По данным пробирного и химического анализов содержания никеля – от 0,2 до 0,6 %, меди – 0,7–1,85 %, кобальта – 0,12–0,56 %, золота – до 0,56–0,93 г/т, серебра – до 10 г/т. Установлен крайне неравномерный характер оруденения как по простиранию рудных залежей, так и по падению. Прогнозные ресурсы Ni по категории P₂ для Кивгубского рудного поля оцениваются в 200 тыс. т. Для Кивгубско-Пежостровской рудной зоны площадью в 300 км², продолжающей Кивгубское рудное поле к северо-западу и юго-востоку и трассирующей линейными магнитными аномалиями и зонами сульфидной минерализации, прогнозные ресурсы категории P₃ составляют 700 тыс. т никеля [72].

Климовский рудный узел площадью 50 км² представлен *Климовским проявлением* (III-4-5). Зоны сульфидизации и небольшие участки массивных руд, содержащие до 80 % сульфидов, мощностью 5–15 м, залегают согласно с ортоамфиболитами и ортокристаллосланцами и имеют с ними постепенные переходы. Они прослежены скважинами по простиранию на 200 м и по падению – на 120 м. Содержание никеля в рудах – от 0,1 до 1 %, меди – 0,1–0,6 %, кобальта – 0,02–0,1 %, серебра – 0,3–15 г/т [53, 54]. Прогнозные ресурсы никеля категории P₂ составляют 300 тыс. т [72].

Сульфидная медно-никелевая с платиноидами рудная формация представлена одним *проявлением Ругозерское-1* (I-2-3) и тремя пунктами минерализации: *оз. Верховское-2* (I-2-1), *Ругозерское-2* (I-2-5) и *Котозеро* (III-2-2). Проявление и пункты минерализации локализуются в северной части территории в пределах *Ругозерского рудного узла* (3.0.1), имеющего продолжение на смежном с севера листе Q-36-IX, где известно несколько проявлений никеля в интрузиях куземского лерцолит-габброноритового комплекса. Маломощные зоны гнездовой и гнездовоточечной сульфидной вкрапленности приурочены к приконтактовым частям интрузий. Сульфиды, количество которых составляет 1–5 % породы, редко – 10–15 % и более, представлены пиритом, халькопиритом и пентландитом. Содержание Ni по данным полуколичественного и количественного спектрального анализа составляет 0,15–0,54 %, Cu – 0,2–0,5 %, Au – 0,3–1 г/т, Pt – 0,1–0,2 г/т, Pd – 0,2–0,6 г/т [91]. Минерагенический потенциал Ni всего Ругозерского рудного узла составляет ориентировочно 500 тыс. т.

МОЛИБДЕН

Выделен один пункт минерализации молибдена, находящийся на северо-западном берегу *о. Плоская Луда* (III-4-1). Молибденит находится в кварцевых и альбит-карбонат-кварцевых жилах позднекарельского прибрежного комплекса. Мощность жил не превышает 0,5 м, прослеженная длина – 5–20 м. Молибденит представлен редкими скоплениями чешуек или хорошо образованными кристаллами размером 1–1,5 см, редко – до 3–4 см в поперечнике, иногда в ассоциации с пиритом и пирротинном. При ручной разборке одной жилы из 10 кг кварца было отобрано 100 г молибденита, что отвечает примерно 1 % содержания молибдена [36].

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

НИОБИЙ

Елетьозерское ниобиевое рудопроявление (IV-1-1), разведенное в 1954–1957 гг. [4, 37], при-

урочено к щелочным пегматитам четвертой фазы Еletzозерского массива. Опробовано 172 жилы, в 35 установлено содержание Nb_2O_5 от 0,1 до 0,56 %, концентрирующегося в пирохлоре. В пределах жил выделяются рудные зоны, обогащенные пирохлором и другими акцессорными минералами. Их мощность колеблется от 0,35 до 9,0 м, конфигурация извилистая [37]. Прогнозные ресурсы рудопроявления категории P_2 составляют 80 тыс. т Nb_2O_5 при содержании его в породе 0,1–0,3 % [72].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

Проявления золоторудной минерализации в пределах листа Q-36-XV, XVI приурочены к двум минерагеническим зонам: Тикшеозерской мышьяк-сурьма-золоторудной и Серьяско-Оленеостровской кобальт-медно-никелевой. Все выявленные золоторудные объекты по содержанию полезных компонентов, масштабу рудных тел и состоянию изученности относятся к пунктам минерализации.

В Серьяско-Оленеостровской минерагенической зоне выявлено 4 пункта минерализации золото-сульфидно-кварцевой рудной формации. Все они локализованы в ортоамфиболитах хетоламбинского подкомплекса и, как правило, приурочены к участкам развития сульфидсодержащих кварцевых и кварц-карбонатных жил и зонам окварцевания. Территориально проявления расположены вдоль побережья Белого моря и берегов Ругозерской губы. Мощность сульфидсодержащих кварцевых жил колеблется от 0,1 до 1,5 м. Зоны окварцевания и сульфидизации в амфиболитах имеют мощность от 30–40 см до 3,5 м, их протяженность иногда достигает 50 м. Оруденение представлено, как правило, бедной вкрапленностью пирита и пирротина, реже встречается халькопирит, магнетит, ильменит. Изредка отмечаются зоны прожилково-вкрапленных и сплошных руд, в которых количество сульфидов достигает 15–60 %. Содержание рудных элементов: Au – 0,1–0,68 г/т, Ag – 0,5–15 г/т, Cu – 0,05–0,3 %, Co – 0,01 %. Каких-либо дополнительных закономерностей в локализации золоторудных проявлений в пределах минерагенической зоны не установлено.

Проведенное в 1986–1989 гг. Н. М. Саморуковым ревизионное опробование зон сульфидизации в амфиболитах хетоламбинского подкомплекса [67] показало наличие сопутствующей золоторудной и серебряной минерализации на медно-никелевых проявлениях *Кивгубского рудного поля* (3.0.2.1). Установлены содержания Au – от 0,1 до 0,93 г/т и Ag – от 1 до 20 г/т. Однако, в целом, по результатам ревизионно-опробовательских работ дана отрицательная оценка золотоносности этой зоны и показано отсутствие предпосылок на обнаружение промышленно значимых концентраций золота.

В Тикшеозерской минерагенической зоне, совпадающей с границами зеленокаменного пояса, установлено 8 пунктов золоторудной и сопутствующей ей сурьяно-мышьяковой минерализации. Все они локализуются в пределах *Винчеозерского рудного узла* (1.0.1) и относятся к золото-сульфидно-кварцевой сурьяно-мышьяковой формации. В его пределах выделяются 4 рудных поля: *Ириногорское* (1.0.1.1), *Ивановогорское* (1.0.1.2), *Винчегорское* (1.0.1.3) и *Еловоозерское* (1.0.1.4). Пирит-пирротинное прожилково-вкрапленное оруденение с содержанием сульфидов до 30–60 % приурочено, в основном, к углеродсодержащим слюдисто-кварц-полевошпатовым сланцам хизоварской и гранатовым амфиболитам и амфиболовым сланцам челозерской свит. Четкая приуроченность рудных горизонтов к конкретным стратиграфическим подразделениям позволяет предполагать их первичный вулканогенно-осадочный генезис [20, 35]. Горизонты колчеданных руд прослеживаются и за пределами рудного узла по системе локальных линейных положительных магнитных аномалий, фиксирующих сульфидизированные породы ЗКП.

Наиболее перспективным и изученным является Винчегорское рудное поле площадью около 20 км², совпадающее с одноименной синклиальной структурой. В его пределах локализуется 5 пунктов минерализации золота: *Винча* (II-1-9), *Винча-1* (II-1-6), *Винча-2* (II-1-4), *участок оз. Степаново–Безымянное озеро* (II-1-8), *южный склон г. Винча* (II-1-5). Кроме вмещающей среды дополнительными благоприятными факторами контроля золотого оруденения является наличие здесь позднелопийских даек риолитов, дацитов и гранит-порфиров, а также интрузивных гранитов с повышенным геохимическим фоном Mo, Bi, B, Cu и Sn. В пределах этого участка отмечается предельная интенсивность свекофеннских процессов кислотного выщелачивания и сопряженного кальций-железо-магнезиального метасоматоза в условиях высокой активности серы, бора и щелочей. С метасоматитами, представленными амфибол-ставролит-кварцевыми, кварц-гранат-куммингтонитовыми, мусковит-кианит-кварцевыми породами, образуя

щимися по вулканитам разного состава, связана наложенная пирит-пирротиновая, сурьмяно-мышьяковая и золоторудная минерализация [35]. Источником золоторудной минерализации по всей вероятности являются стратифицированные сульфидоносные горизонты и сульфидосодержащие вмещающие породы. В период свекофеннского метаморфизма на стадии максимального проявления метасоматоза происходила миграция рудного вещества с его переотложением и образованием зон рудной минерализации на незначительном удалении от рудных горизонтов. Мощность рудных тел в центральной части структуры изменчива и колеблется в пределах от 2–3 до 10–20 м при протяженности от 30 до 400 м. Содержание сульфидов изменяется от 10 до 50 %, реже достигает 70 %. Минеральный состав рудных зон: пирротин – 10–30 %, пирит – до 20 %, магнетит – до 10 %, арсенопирит – до 7 %, халькопирит – 1 %, единичные зерна сфалерита и тетраэдрита. В зонах сурьмяно-мышьяковой минерализации увеличивается количество арсенопирита, появляется леллингит, бертьерит, самородная сурьма, герсдорфит и др. Содержание рудных элементов: As – более 1 %, Sb (только в районе оз. Степанова) – более 1 %, Pb – до 0,4 %, Zn – 0,08 %, Cu – до 0,5 %, Co – 0,08 %, В – 0,1 %, Vi – 0,003 %, Ag – от 1 до 20 г/т, Au – 0,2–1 г/т.

По минеральному составу, геохимическим характеристикам, парагенетическим ассоциациям и генезису устанавливается большое сходство проявлений сурьмяно-мышьяковой и золоторудной минерализации Винчезерского рудного узла с золото-сурьмяным месторождением Сейнайюки в юго-западной Финляндии.

Помимо золото-сурьмяно-мышьякового типа оруденения в пределах рудного узла и всей минерагенической зоны возможно выявление золоторудных объектов, характерных для классических зеленокаменных поясов, связанных с малыми интрузиями и субвулканическими телами гранит-порфиров и риолит-дацитов (типа Керкленд-Лейк) и с измененными вулканитами коматиит-базальтовой формации (типа Шеба).

Прогнозные ресурсы золота категории P₃ для Винчезерского рудного узла оцениваются в 100 т [72].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ведущими неметаллическими полезными ископаемыми на территории листа Q-36-XV,XVI являются слюда-мусковит и керамическое сырье. Все промышленные месторождения этих видов полезных ископаемых связаны с пегматитами чупинского комплекса, развитыми преимущественно в пределах Чупино-Лоухской кварц-мусковит-пегматитовой минерагенической зоны свекофеннского возраста.

Пегматитовые жилы по преобладанию ведущего полезного ископаемого подразделяются на две рудные формации: мусковитовых и керамических пегматитов, которые соответственно локализируются в пределах двух рудных районов – **Чупинского слюдоносного** (2.1) и **Хетоламбинского керамического** (2.2), выделяемых по преобладанию той или иной рудной формации. При этом следует отметить, что практически все крупные пегматитовые месторождения, независимо от формационной принадлежности, являются комплексными и имеют учтенные балансовые запасы мусковита, полевошпатового сырья и кварца.

КЕРАМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ПЕГМАТИТ КЕРАМИЧЕСКИЙ, КВАРЦ

В данную группу включены месторождения, ведущим полезным ископаемым в которых является полевошпатовое сырье, а кварц и мусковит добываются как сопутствующие. Всего на территории листа Q-36-XV,XVI учтено 17 месторождений, пять из которых состоят на балансе. Кроме того, 22 куста пегматитовых жил как неизученные отнесены к проявлениям керамического сырья.

Месторождения Хетоламбино (II-3-10) и *Уракко-озеро* (II-3-8) по утвержденным запасам относятся к крупным, *им. Чкалова* (III-3-8) – к средним, *Блинковые Вараки* (II-3-3) – к мелким. В Государственный резерв включено *месторождение Кривое озеро* (II-4-5), по объему утвержденных ГКЗ забалансовых запасов соответствующее среднему месторождению. Добыча полевошпатового сырья в 1997 г. производилась на месторождении Хетоламбино (по двум жилам), и на Климовском участке месторождения им. Чкалова. На месторождениях Уракко-озеро и Блинковые Вараки продолжались опытно-эксплуатационные работы. Всего на 4 месторождениях в 1997 г. добыто 72 тыс. т полевошпатового сырья.

Основная масса месторождений и проявлений локализована в пределах **Хетоламбинского рудного района** (2.2), в границах которого выделяются 3 рудных узла:

– *Панфилововаракский* (2.2.1), включающий среднее значительно выработанное, законсервированное *месторождение Панфилова Варака* (II-3-1), разрабатываемое мелкое месторождение *Блинковые Вараки* (II-3-3), два мелких выработанных месторождения и 7 проявлений;

– *Хетоламбинский* (2.2.2), в пределах которого выделены два рудных поля: *Хетоламбинское* (2.2.2.2) соответствует площади крупного Хетоламбинского месторождения, *Ураккоозерское* (2.2.2.1) – крупному месторождению *Уракко-озеро* (II-3-8), перспективным, оцененным и разведанным участкам *оз. Белое* (II-3-6) и *Кив-губа* (II-3-11) и тремя проявлениями;

– *Чкаловский* (2.2.3), практически совпадающий с площадью *месторождения им. Чкалова* (III-3-8), включающего около 20 оцененных и разведанных участков, частично выработанных.

За пределами Хетоламбинского рудного района выделяется Котозерское рудное поле керамических пегматитов, в контур которого включены 4 выработанных мелких месторождения и 4 проявления.

Наиболее типичным и хорошо изученным месторождением кварц-полевошпатового сырья пегматитового генезиса является *Хетоламбинское месторождение* (II-3-10). Разведка и промышленное освоение месторождения начато в 1924 г. В пределах контура месторождения располагается 9 участков: Северный, Западный, Восточный, Новое Хетоламбино, Центральный, Гирвас-бор, Узкое-Хетоламбино, Ладаварака, Глубокое Плотичное. Среди них выделяется Главная жильная зона протяженностью 6 км от оз. Сенного на севере до оз. Ивлево на юге. Мощность зоны от 0,8 до 1,7 км. Зона объединяет более 300 дифференцированных пегматитовых жил, образующих 5 кустов, залегающих кулисообразно. Среди них выделяется 38 промышленных жил средней протяженностью от 100–150 до 500 м при мощности 10–25 м. Простираение жил северо-западное 340–345°, падение юго-западное, угол 75–80°. Жилы представляют собой плитообразные и линзовидные тела с крупными апофизами. К востоку от Главной жильной зоны на расстоянии около 3,5 км залегает пегматитоносная зона Узкое-Хетоламбино. В ее осевой части залегают наиболее крупные, слабо дифференцированные (участко-зональные) керамические жилы. Зона состоит из двух кустов промышленных и непромышленных жил, отстоящих друг от друга на расстоянии около 200 м. Куст промышленных жил имеет протяженность около 1 км при мощности 400 м. Длина отдельных жил колеблется от 140 до 300 м, мощность – 15–20 м. Все жилы месторождения залегают в амфиболитах хетоламбинского подкомплекса и плагиомигматитах по ним и в гранитоидах котозерского подкомплекса. Минеральный состав промышленных пегматитовых жил на месторождении Хетоламбино представлен микроклином (65–95 %), плагиоклазом (1,5–10 %), кварцем (2–11 %), мусковитом (0,1–1,5 %), биотитом (0,1–2,5 %). Второстепенные и акцессорные минералы: магнетит, сфен, циркон, кианит, анатаз, турмалин, гранат, ортит, монацит. Содержание основного керамического сырья – микроклина и микроклинового пегматита – составляет 28–76 % от общей пегматитовой массы. Балансовые запасы месторождения по состоянию на 01.01.1998 г. составляют: категории $A+B+C_1$ – 1 114 тыс. т, категории C_2 – 618 тыс. т [84]. В 1997 году на месторождении добыто 19,3 тыс. т пегматита. Попутными полезными ископаемыми на месторождении Хетоламбино являются кварц и листовый мусковит. Балансовые запасы кварца составляют: категории $A+B+C_1$ – 34,237 тыс. т, категории C_2 – 12,6 тыс. т, забалансовые запасы – 41,1 тыс. т, из них утверждены ГКЗ: $A+B+C_1$ – 44,1 тыс. т, категории C_2 – 12,6 тыс. т [81]. Балансовые запасы мусковита листового: категории $A+B+C_1$ – 306 т, категории C_2 – 353 т, забалансовые запасы – 3 640 т, из них ГКЗ утверждены: запасы категории $A+B+C_1$ – 306 т, C_2 – 353 т [82].

Попутно с полевошпатовым сырьем на пегматитовых месторождениях добывается кварц, являющийся сырьем для керамической и фарфорово-фаянсовой промышленности. Как правило, блоки кварца приурочены к осевым частям дифференцированных жил. По данным эксплуатационных работ ГОКа «Карелслюда» выход кварца составляет до 10 % от объема жильной массы при среднем выходе около 5 %.

Детально разведаны на кварц 8 месторождений: *Хетоламбино* (II-3-10), *Малиновая Варака* (III-3-2), *Плотина* (III-3-14), *Тэдино* (II-2-1), *Карельское* (II-2-6), *Станционное* (II-3-9), *им. Чкалова* (III-3-8) и *Слюдозеро* (IV-3-1). Балансовые запасы по ним по состоянию на 01.01.1998 г. составляют по категории $A+B+C_1$ – 135,748 тыс. т, по категории C_2 – 325,94 тыс. т. Кроме того, учтенные забалансовые запасы кварца равны 45,617 тыс. т [81]. В 1997 г. добыча кварца велась только на Климовском участке месторождения им. Чкалова. Добыто 5 тыс. т кварца, причем все добытое сырье отправлено в рудный отвал, т. к. не было востребовано потребителями.

Помимо кварца для фарфорово-фаянсовой промышленности на тех же месторождениях добывается жильный молочно-белый кварц, используемый для получения особо чистого кварца. Балансовые запасы молочно-белого кварца учтены по месторождениям *Малиновая Варака*

(Ш-3-2), *Плотина* (Ш-3-14) и *Слюдозеро* (IV-3-1) и составляют 2 905,9 тыс. т жильной массы, в т. ч. по категории C_1 – 1 840,2 тыс. т, категории C_2 – 1 065,7 тыс. т [81].

Балансовые запасы и прогнозные ресурсы по месторождениям полевошпатового сырья, мусковита и кварца приведены в сводной таблице (прил. 8).

НЕФЕЛИН

Нефелиновые сиениты представляют собой новый для региона тип полевошпатового сырья, потенциально пригодного для производства электротехнического фарфора, электровакуумного стекла и каменного литья.

Выделяется рудопоявление, охватывающее площадь развития пород четвертой фазы *Ельтьозерского массива* (IV-1-2) и представленное несколькими перспективными участками. На Северном участке (оз. Нижнее) проведены предварительные геолого-технологические исследования и оконтурены перспективные залежи маложелезистых нефелиновых сиенитов, имеющие длину от 750 до 1 250 м и ширину от 225 до 500 м. На Южном участке, расположенном между горами Нятовара и Суриvara, проведены буровые работы. Залежи сиенитов изучены до глубины 100 м. Минеральный состав пород: микроклин-пертит, альбит, нефелин (в сумме – 75–85 %); второстепенные и акцессорные минералы: эгирин-авгит, арфведсонит, амфиболит, биотит, эпидот, канкринит, хлорит, скаполит, сфен, апатит, флюорит, гранат, магнетит, пирит, пирротин [30, 50]. Прогнозные ресурсы категории P_1 полевошпатового сырья по Ельтьозерскому массиву до глубины 300 м составляют 150 млн. т [72].

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

ГРАНАТ

Выделяется одно рудопоявление граната – *Западное* (Ш-3-16), представленное пачкой гранат-биотит-кианитовых и гранат-биотитовых гнейсов длиной 800 м и мощностью 50 м, в которой количество граната-альмандин колеблется от 5 до 30 %, в среднем составляя 15 %. Размер округлых зерен малинового граната – от 1 до 50 мм, в среднем – 5 мм. Они слабо трещиноваты и содержат редкие включения биотита и кварца. Прогнозные ресурсы категории P_2 оцениваются в 50 млн. т руды [50].

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

АСБЕСТ АМФИБОЛОВЫЙ

Известно 4 пункта минерализации асбеста, локализирующихся в БПП: *о. Великий* (I-3-4), *Плотина* (Ш-3-15), *низовье р. Кереть* (Ш-4-4), *оз. Ригач* (IV-4-4). Все они связаны с мелкими интрузиями, принадлежащими серякскому гипербазитовому или боярскому перидотит-габброданортозитовому комплексам. По данным Н. И. Климова [69, 70], специально изучавшего проявления асбеста, асбестизация ультрабазитов весьма неравномерная и, в целом, довольно слабая, локализирующаяся в тектонически переработанных породах. Асбест развивается по антофиллиту, псевдоморфно замещающему пироксен. Антофиллит-асбест чаще выполняет трещины в породе, реже образует пучки или спутанно-волокнистые агрегаты, в которых длина его волокон не превышает 5 мм, обычно составляет 2–3 мм. По кислотостойкости асбест относится к первому сорту, волокна его белого с голубоватым оттенком цвета шелковистые, прочные, т. е. по качеству он соответствует асбесту известных месторождений Урала. Однако масштабы развития его Н. И. Климовым оцениваются как крайне ограниченные.

МУСКОВИТ

К данной группе месторождений пегматитового генезиса отнесены месторождения, ведущим полезным ископаемым в которых является листовая мусковит, а полевошпатовое сырье и кварц являются сопутствующими компонентами.

Мусковитовые пегматиты локализируются в нижнелопийских глиноземистых гнейсах лоухской толщи, в основном, в пределах свекофенских купольных структур. Всего на площади лоухской продуктивной толщи известно несколько тысяч пегматитовых жил из них около 15–20 % являются промышленно-слюдоносными.

По количеству месторождений мусковита, запасам и добыче территория листа Q-36-XV, XVI является главнейшим слюдоносным районом Республики Карелия. Всего в пределах листа зарегистрировано 19 месторождений, 13 из которых состоят на балансе. В западной части листа выявлено 3 проявления пегматитовых жил мусковит-редкометалльной специализации, не имеющие перспектив.

По утвержденным ГКЗ балансовым запасам листового мусковита *месторождение Плотина* (III-3-14) относится к крупным, *Малиновая Варакка* (III-3-2), *Карельское* (II-2-6), *Тэдино* (II-2-1), *Станционное* (III-3-9), *Слюдозеро* (IV-3-1) – к средним, остальные – к мелким. Все месторождения по сложности геологического строения относятся к IV группе по «Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых» (1997 г.). Большая часть запасов мусковита сосредоточена в крупных жилах или кустах жил с запасами более 1 000 т. Обработка пегматитовых жил ведется подземным способом вертикальными шахтами с нарезкой эксплуатационных блоков штреками и восстающими выработками. Максимальная глубина вскрытия слюдоносных жил достигает 340 м. Качество добываемого мусковита высокое и он пригоден для многих электротехнических изделий, включая телевизионные и конденсаторные пластины высоких марок.

Практически все месторождения мусковита локализованы в пределах **Чупинского слюдоносного рудного района** (2.1) в границах которого выделяются 7 рудных полей (РП), которые в общих чертах соответствуют площади месторождений. Наиболее типичными по геологическому строению, хорошо изученными и перспективными являются месторождения Малиновая Варакка и Плотина.

Месторождение Малиновая Варакка (III-3-2), по площади совпадающее с границами *Малиноваракского РП* (2.1.0.4), объединяет 9 участков с пегматитовыми жилами, содержащими промышленные запасы мусковита: собственно Малиноваракский, в пределах которого выделяются Северный, Южный и Промежуточный кусты пегматитовых жил, участки Екки-Варака, Робака-Варака, Шатков Бор, Западный, оз. Пастухово, оз. Долгое, южный берег Пулонгского озера, северный берег Чупинской губы. Месторождение известно со времен средневекового слюдяного промысла. Целенаправленное изучение, разведочные и добычные работы ведутся с 1933 г. Пегматитовые жилы изучены бурением до глубины 300 м, по флангам – до 600 м. Месторождение приурочено к Шатковоборскому куполу, по периферии которого локализованы все участки с промышленными жилами [88]. Породами, вмещающими пегматитовые жилы, являются гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы лоухской толщи, тесно ассоциирующие в разрезе с пластовыми телами аплитовидных лейкоплагиогранитов позднелоухского никольского комплекса. Все промышленные жилы имеют северо-западное (340–350°) либо северо-восточное (5–10°) простирание и крутые углы падения (70–90°) на юго-запад и северо-запад. Форма жил линзовидная с апофизами и раздувами, зонального, реже участко-зонального строения. Протяженность жил – 20–200 м, реже – до 600 м, мощность – от 2 до 6 м. Ослюденение обычно неравномерное, иногда гнездовое. Кадастром пегматитовых жил месторождения Малиновая Варакка учтено 347 жил, из них по состоянию на 01.01.1998 г., в сводный баланс запасов включены 28 промышленных жил. Балансовые запасы в целом по месторождению составляют: категории А+В+С₁ – 7 599 т, категории С₂ – 14 503 т, забалансовые – 936 т, из них утверждены ГКЗ: по категории А+В+С₁ – 8 267 т, по категории С₂ – 4 556 т. Основную промышленную ценность составляют 8 крупных жил с запасами по 1 000 т мусковита каждая, содержащие около 80 % всех запасов месторождения. По данным эксплуатационных работ выход промысла в среднем по месторождению составляет 27,3 %. Помимо мусковита на месторождении учтены балансовые запасы полевошпатового сырья категории А+В+С₁ – 92 тыс. т и категории С₂ – 13 тыс. т, а также кускового кварца: категории С₁ – 80,9 тыс. т, категории С₂ – 29,7 тыс. т, забалансовые – 600 тыс. т. Кроме того подсчитаны запасы жильного молочно-белого кварца, используемого для получения особо чистого кварца, по категории С₁ – 1 817,3 тыс. т, категории С₂ – 207,1 тыс. т жильной массы.

Месторождение Плотина (III-3-14) по учтенным балансовым запасам листового мусковита является самым крупным из всех расположенных в пределах листа. По площади оно соответствует *Плотинскому РП* (2.1.0.5) и подразделяется на 4 участка: Зашеечный остров, Хипасная Салма, Хипасный остров и основное рудное поле месторождения Плотина. В структурном отношении месторождение расположено на северном крыле крупного Плотино-Лоухского купола. В пределах рудного поля известно свыше 200 пегматитовых жил, из них только 67 являются промышленно-слюдоносными. Жилы имеют, как правило, зональное и участко-зональное строение, длина их колеблется от первых метров до 500 м, мощность изменяется в пределах от 0,5–1 до 10 м. Все жилы имеют простирание близкое к меридиональному, крутое восточное падение (75–85°). По падению они залегают кулисообразно, реже – непосредственно одна над

другой. Наиболее крупные и слюдонасыщенные жилы располагаются в Главной жилой зоне, которая подразделяется на Восточную и Западную жилые серии. Разработка жил до 1950-х годов велась открытым способом, позднее – подземными горными выработками [88]. Балансовые запасы по месторождению в целом по состоянию на 01.01.1998 г. составляют 26 305 т, из них категории А+В+С₁ – 5 391 т, категории С₂ – 18 335 т, забалансовые – 2 579 т. Утверждены ГКЗ по категории А+В+С₁ – 3 385 т, по категории С₂ – 17 559 т. Помимо мусковита на месторождении учтены балансовые запасы полевошпатового сырья: категории С₁ – 4 тыс. т, категории С₂ – 206 тыс. т, забалансовые – 4 тыс. т, из них утверждены ГКЗ по категории А+В+С₁ – 5 тыс. т, по категории С₂ – 37 тыс. т; кускового кварца: категории А+В+С₁ – 14,733 тыс. т, из них утверждены ГКЗ по категории А+В+С₁ – 15,166 тыс. т, категории С₂ – 61,592 тыс. т; жильного молочно-белого кварца категории С₁ – 22,9 тыс. т, категории С₂ – 196,7 тыс. т жильной массы, из них утверждены ГКЗ по категории А+В+С₁ – 35,9 тыс. т, по категории С₂ – 201 тыс. т.

Другие рудные мусковитовые поля, выделенные в пределах Чупинского слюдоносного рудного района, характеризуются следующими параметрами:

– *Тэдинское РП* (2.1.0.1) площадью около 40 км² соответствует месторождению *Тэдино* (II-2-1), в границах которого известно 300 пегматитовых жил, из них около 60 (20 %) являются промышленными. На площади месторождения выделяется 7 локальных участков (кустов жил), на которых проводились эксплуатационные работы. В настоящее время балансовые запасы утверждены только по самому крупному из них – участку Слюдоварака [82].

– *Карельское РП* (2.1.0.2) площадью около 35 км² совпадает с границами *Карельского месторождения* (II-2-6), включающего 11 участков, на которых в разное время проводилась добыча мусковита. По состоянию на 01.01.1998 г. балансовые запасы утверждены по 6 участкам [82].

– *Станционное РП* (2.1.0.3) площадью около 15 км² соответствует границам *месторождения Станционное* (II-3-9). В его пределах находится 5 участков, на которых проводилась добыча слюды. По трем участкам имеются утвержденные балансовые запасы мусковита [82].

– *Слюдозерско-Лоушское РП* (2.1.0.6) площадью около 35 км² объединяет два месторождения – *Слюдозеро* (IV-3-1) и *Лоушки* (IV-3-2). На месторождении Слюдозеро выделяется 5 участков с промышленными жилами, в значительной степени выработанными. В настоящее время балансовые запасы числятся только по 8 жилам участка Слюдозеро. На участке Кривое озеро в 1988 г. проведены поисковые и поисково-оценочные работы, в результате которых выявлено 30 жил, перспективных на мусковит. Месторождение Лоушки объединяет 10 участков и кустов пегматитовых жил, значительно выработанных и законсервированных. В настоящее время разведаны и оценены 16 жил, по 6 из них подсчитаны балансовые запасы.

– *Полубоярское РП* (2.1.0.7) площадью около 60 км² в границах совпадает с площадью *Полубоярского месторождения* (IV-3-6), объединяющего 18 участков и кустов пегматитовых жил. Часть из них в предыдущие годы разрабатывалась и значительно выработана, часть разведана и законсервирована. В настоящее время на балансе числятся 3 промышленные жилы участка Мянд-Наволоки. На перспективном участке оз. Горбатое в 1988 г. проведены поисковые и поисково-оценочные работы, в результате которых выделена крупная потенциально слюдоносная зона.

– *Никонововаракское РП* (2.1.0.8) площадью около 30 км² располагается на границе двух рудных районов – Чупинского слюдоносного и Хетоламбинского керамического соответственно, в пределах рудного поля локализованы комплексные месторождения и проявления мусковитового и керамического сырья. Мусковитовое *месторождение Юл-озеро* (IV-4-7) было разведано, законсервировано и не разрабатывалось. В настоящее время оно включено в разряд перспективных участков и намечено к переоценке. *Месторождения Постельное озеро* (IV-4-2) и *Никонова Варака* (IV-4-5) разрабатывались в 1930–1950-е годы на керамическое сырье и мусковит, но в последствии были законсервированы. По состоянию на 01.01.1998 г. на месторождении Постельное озеро разведано 11 жил, по 4 из них имеются балансовые запасы, на месторождении Никонова Варака (включая участок Пиртозеро) разведано 16 жил, по 11 жилам учтены балансовые запасы мусковита [82]. По результатам поисковых работ последних лет на месторождениях Постельное озеро и Никонова Варака выявлены перспективные участки, по которым утверждены прогнозные ресурсы керамического сырья категории Р₁ в объеме 932 тыс. т [72].

До 1992 г. существовал устойчивый спрос электротехнической, радиоэлектронной и других отраслей отечественной промышленности на высококачественный листовый мусковит, добываемый из пегматитов Беломорской мусковитовой провинции. В связи с проведением рыночных реформ и реструктуризацией геологической отрасли к 1994 году резко сократилось, а за-

тем полностью прекратилось бюджетное финансирование поисковых и разведочных работ на мусковит. С 1993 года приостановлена работа на всех действующих шахтах, и они поставлены на консервацию. Это связано с отсутствием потребностей в листовом мусковите и неконкурентоспособности отечественной добывающей и перерабатывающей промышленности в условиях региона.

ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

БЕЛОМОРИТ

Известно рудопоявление и пункт минерализации беломорита – *Хетоламбинское* (II-3-13) и *оз. Постельное* (IV-4-2). Кроме того отмечаются многочисленные мелкие проявления с малыми запасами, но хорошим качеством сырья. Все они приурочены к слюдяно-керамическим и керамическим пегматитам, локализующимся в хетоламбинском подкомплексе. В Хетоламбинском рудопоявлении беломорит присутствует в 14 пегматитовых жилах, в которых он образует монолитные блоки размером до 1,0×1,2 м. Среднее содержание его в жилах составляет 6 %. Сильная иризация в нежных синих тонах отмечается по отдельным плоскостям кристаллов. Прогнозные ресурсы по категории P₂ составляют порядка 7,5 т. В пункте минерализации оз. Постельное беломорит обнаружен в 4 жилах [85]. Он характеризуется теми же параметрами, что и беломорит Хетоламбинского рудопоявления. По данным В. А. Богачева и В. И. Карасева [60] беломорит может использоваться как ювелирно-поделочное сырье. Поскольку многие жилы, содержащие беломорит, к настоящему времени уже выработаны, добыча его может вестись ручным способом из отвалов.

РОЗОВЫЙ КВАРЦ

Выделяется три пункта минерализации – *Пиртозеро* (IV-4-8), *оз. Постельное* (IV-4-2) и *Лисий бор* (IV-4-3). Розовый кварц содержится в керамических пегматитовых жилах. Кварц трещиноватый, замутненный включениями полевого шпата и слюд; участки прозрачного кварца небольшие. На Пиртозере доля розового кварца в жиле составляет 25 % при общем выходе кускового кварца серого, белого и дымчатого цвета 40 %. Эти проявления розового кварца относятся к перспективным объектам ювелирно-поделочного сырья [60, 85].

КОРУНД

Известны два пункта минерализации корунда – в районе *оз. Варацкого* (III-3-13) и на *Хитоострове* оз. Верхнего Пулонгского (II-3-14). На обоих рудопоявлениях корунд приурочен к интрузиям раннелопийского боярского перидотит-габбро-анортозитового комплекса, прорывающего глиноземистые гнейсы лоухской толщи. На Варацком озере кристаллы корунда шестигранной призматической формы до 1–1,5 см, реже – до 2,5 см в поперечнике и длиной 2–3 см, иногда до 10 см локализируются на площади 15×15 м в анортозитах и их амфиболизированных разновидностях. Цвет корунда розовый с сиреневатым оттенком в амфиболитах, до серого и голубовато-серого в анортозитах. На Хитоострове корунд присутствует на площади 50×80 м в небольшом теле анортозитов и характеризуется теми же габаритами и оттенками цвета, что и корунд Варацкого озера. Распределение кристаллов корунда по площади неравномерное – от 1–2 кристаллов на 1 м², до нескольких на 1 дм². Образцы с кристаллами корунда, благодаря их редкой встречаемости и красивому цвету, могут использоваться как коллекционный материал [60, 85].

АМФИБОЛИТ

Известно два рудопоявления амфиболита как декоративного поделочного сырья – *Черная Салма* (III-3-7) и *Дядина гора* (II-2-4). Амфиболит рудопоявления Черная Салма локализуется в зоне контакта габброноритов и крупной пегматитовой жилы. Он представляет собой метасоматическую порфиробластическую породу, в которой на темно-зеленом основном фоне выделяются розовые до мясо-красных порфиробласты полевого шпата размером от 3–5 мм до 2–3 см в длину. Порода отличается большой прочностью – выдерживает изготовление плитки толщиной 3 мм при размерах 150×150 мм. Полируется до зеркального блеска, при распиловке вкрест и по сланцеватости дает разнообразный декоративный эффект. Запасы амфиболита со-

ставляют 100 тыс. т [60, 85]. На рудопроявлении Дядина гора амфиболиты являются продуктом изменения габброноритов в зоне тектонического нарушения. Они представлены куммингтонитовой разновидностью, обладающей иризирующими свойствами. Амфиболиты отличаются очень высокими декоративными свойствами, но запасы их незначительны – 127 т, блочность невысокая, что позволяет использовать этот материал только в качестве камнерезного сырья.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Облицовочные материалы, представленные плутоническими и метаморфическими породами, имеют на территории листа широкое распространение. По состоянию на 01.01.1998 г. на территории листов Q-36-XV, XVI балансом запасов природных облицовочных камней [63] учтено 9 месторождений, 4 из них в настоящее время разрабатываются: *Черная Салма* (III-3-7), *Шатков Бор* (III-3-5), *Винча* (II-1-3) и *Винча-2* (II-1-2). В стадии подготовки к освоению находятся 3 месторождения: *Левин Бор* (III-3-9), *Нигрозеро* (I-2-11), *Слюдозеро* (IV-3-7). Разведаны и подготавливаются к эксплуатации два месторождения: *Сопка Бунтина* (I-2-10) и *Калгувара* (IV-2-3).

Наиболее изученным и освоенным из этой группы месторождений является *месторождение габброноритов Черная Салма* (III-3-7). Оно приурочено к одноименному массиву габброноритов куземского лерцолит-габброноритового комплекса раннего протерозоя. Размеры массива 600×500 м. Габбронориты месторождения обладают высокими декоративными качествами – черным цветом, красивым рисунком, хорошо полируются. Естественная трещиноватость массива позволяет получать блоки камня кондиционных размеров. Месторождение передано промышленности в 1985 г. и разрабатывается ГОКом «Карелслюда». В настоящее время проводится опытно-промышленная добыча. Выход блоков I–III группы составляет 23,8 %, IV–V – 39,4 %. По состоянию на 01.01.1998 г. балансовые запасы составляют по категории A+B+C₁ – 3 193 тыс. м³, по категории C₂ – 7 915 тыс. м³.

Сведения об остальных месторождениях приведены в таблице 1.

Таблица 1

Месторождения магматических пород

Индекс клетки	№ на карте	Месторождение	Вид полезного ископаемого	Выход блоков		Балансовые запасы по состоянию на 01.01.1998 г., тыс. м ³	
				группа	%	A+B+C ₁	C ₂
III-3	5	Шатков Бор	гранитогнейс	I-V	20,4	3475	-
II-1	3	Винча	гранит	I-V	19,1	224	-
II-1	2	Винча-2	гранит	I-V	30,0	554	220
IV-3	7	Слюдозеро	гранит	II-IV	26,8	331	-
				II-III	24,0		
III-3	9	Левин Бор	амфиболит	II-III	25,0	305	-
				IV-V	2,1		
			щебень	-	54,6	-	-
I-2	11	Нигрозеро	амфиболит	I-V	37,9	439	-
I-2	10	Сопка Бунтина	пироксенит	не оценен		-	-
IV-2	3	Калгувара	гранит	не оценен		-	-

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

ДИАТОМИТ

На территории листа известно два месторождения диатомита – Вайвасозеро и Ряпуксозеро. Физические свойства диатомитов позволяют использовать их, кроме строительных материалов, как наполнители для бумаг, пластиков, красок и резины, фильтры, изоляторы и др.

На *месторождении Ряпуксозеро* (IV-3-13) дно озера сплошь покрыто диатомовыми отложениями мощностью 0,6–2,5 м, подстилаемыми иловатыми глинами и песками или залегающими на валунно-галечных образованиях. Содержание створок диатомей в диатомитах – до 69 %, содержание активной кремнекислоты колеблется от 64,97 до 72,95 %, Fe₂O₃ – 3,55–5,05 %, что определяет качество диатомита как среднее. Запасы диатомита при средней мощности слоя 1,61 м и средней глубине воды в 1,79 м составляют 1,4 млн м³ по категории C₁ в ес-

тественном состоянии [36, 50]. Месторождение законсервировано.

Месторождение Вайвасозеро (IV-3-12) находится к юго-востоку от ст. Лоухи. Отложения диатомита выстилают дно озера и имеют мощность 0,6–2,6 м и подстилаются иловатыми глинами и песками. Качество диатомита невысокое. Содержание створок диатомей – от 41 до 62 %. Запасы диатомита при средней мощности слоя 1,46 м и средней глубине воды 2,99 м составляют 577 тыс. м³ категории С₁ [36, 50]. Месторождение законсервировано.

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ

На территории листа находится *Чупинское месторождение* кирпичных глин (Ш-2-7; Ш-3-30). Глины связаны с голоценовыми морскими отложениями. Месторождение состоит из двух участков. Один из них, известный с 1914 г., на базе которого работал кирпичный завод в пос. Чупа (Ш-3-30), практически отработан. Другой участок (Ш-2-7), разведанный в 1954 г. [36, 37] с запасами глин 1 686 000 м³ по категории А₂+В+С₁, пригодных для производства строительного кирпича и пустотелого стенового камня, в последствии был законсервирован.

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫЙ МАТЕРИАЛ

На территории листа известны 5 малых месторождений песчано-гравийного материала, приуроченных к флювиогляциальным отложениям, слагающим озовые гряды. Все месторождения находятся в резерве, т. е. в настоящее время законсервированы. Они разведывались с целью получения балластного сырья для строительства железной и автомобильных дорог [37, 66, 83].

Месторождение Разъезд Узкий (I-2-15) было разведано в 1944 г., а в 1945 г. утверждены запасы по категории А+В – 420 тыс. м³ [37].

Месторождение Полярный круг (II-2-9) разведано в 1938 г., в 1939 году началась его разработка [37]. В 1976 году запасы месторождения вновь утверждены по категориям А+В+С₁ в размере 1 810 тыс. м³ [83].

Месторождение Сосновский оз (IV-2-11) после проведения в 1977–1979 гг. предварительной разведки имеет утвержденные запасы по категориям А+В+С₁ – 2 156 тыс. м³ валунно-гравийно-песчаного материала, по категории С₁ – 2 878 тыс. м³ гравийно-песчаного материала и 2 276 тыс. м³ по категории С₁ песка для строительных растворов [83].

Месторождение Плотина (Ш-3-32) открыто в 1986 г. [66], в 1990 г. после детальной разведки утверждены запасы песка по категориям С₁ – 807 тыс. м³ и С₂ – 178 тыс. м³.

Месторождение Сосновское (IV-1-6) разведано в 1990 г. [66]. После детальной разведки утверждены запасы песчано-гравийного материала по категориям А+В+С₁ в размере 208 тыс. м³.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Территория листа Q-36-XV, XVI расположена в северной части Карельской минерагенической области, имеющей полигенную рудную специализацию и входит в состав трех минерагенических зон: **Тикшеозерской мышьяк-сурьма-золоторудной (1), Чупино-Лоухской кварц-мусковит-пегматитовой (2) и Серякско-Оленеостровской кобальт-медно-никелевой (3)**, имеющих продолжение на смежных территориях. Они являются отражением двух продуктивных металлогенических эпох, проявленных на данной территории: архейской и раннепротерозойской.

В пределах БПП с архейской эпохой связаны проявления Серякско-Оленеостровской кобальт-медно-никелевой минерагенической зоны. Они представлены сингенетическими сульфидными медно-никелевыми рудами с кобальтом, которые локализуются в апогабброидных и апоанортозитовых ортоамфиболитах хетоламбинского подкомплекса, а также в мигматитах по ним. Известно также несколько пунктов минерализации асбеста, связанного с метасоматически измененными раннелопийскими ультраосновными породами. Архейский возраст имеют и проявления метаморфических нерудных полезных ископаемых – абразивного граната и коллекционного корунда.

В Северо-Карельской СФЗ архейский рудогенез проявился только в Тикшеозерском зеленокаменном поясе. С ним связано одно незначительных размеров рудопроявление железа кремнисто-железородной формации, не имеющее промышленной ценности, и несколько пунктов бедной золоторудной и сурьмяно-мышьяковой минерализации.

Более продуктивной явилась раннепротерозойская металлогеническая эпоха, с которой связано большинство магматогенных и гидротермальных полезных ископаемых, а также метасоматическое преобразование архейских руд. В БПП на раннекарельской стадии развилась бедная медно-никелевая минерализация с платиноидами, связанная с куземским лерцолит-габброноритовым комплексом – возрастным аналогом расслоенных интрузий – олангского типа в Северной Карелии и Койлисмаа в Финляндии. На заключительной позднекарельской (свекофеннской) стадии сформировалось несколько тысяч пегматитовых жил, явившихся источником высококачественного мусковита, керамического сырья, кварца, а также поделочных материалов (беломорита и розового кварца). С этой же стадией связана бедная золотая, серебряная, медная и молибденовая минерализация гидротермального типа, локализованная в поздних свекофенских кварцевых и кварц-карбонатных жилах.

В Северо-Карельской СФЗ со свекофеннской стадией связан разнообразный комплекс полезных ископаемых (титан, апатит, ниобий, нефелин), приуроченных к различным дифференциатам крупного Елетьозерского массива ультрамафитов–щелочных габброидов–нефелиновых сиенитов. В этот же период в пределах ЗКП в зонах метасоматоза произошла ремобилизация золото-сурьмяно-мышьяковой минерализации. Образовавшиеся в это же время немногочисленные пегматитовые жилы мусковит-редкометалльного типа не имеют промышленной ценности.

Большая часть месторождений облицовочного камня относится к архейским и раннепротерозойским интрузиям габброидов и гранитоидов.

До середины 1990-х годов перспективы рассматриваемого района, в основном, определялись принадлежностью его к крупнейшей в стране пегматитовой провинции с богатейшими запасами высококачественного мусковита и керамического сырья. С 1993 года все действующие шахты по добыче мусковита законсервированы, что вызвано отсутствием потребности отечественной промышленности в листовом мусковите и невозможностью выхода на мировой рынок в современных экономических условиях.

Перспективы района в настоящее время связываются с такими нерудными полезными ископаемыми как керамическое сырье, каменные и другие строительные материалы, поделочные

камни, гранат в качестве абразива.

Источниками керамического сырья являются пегматитовые жилы плагиоклазового и микроклин-плагиоклазового состава и нефелиновые сиениты. Керамические пегматиты – основной источник кускового микроклина, чистых разностей микроклинитового пегматита и кускового кварца, используемых фарфоро-фаянсовыми заводами России, Украины и Белоруссии. Балансовые запасы полевошпатового сырья по состоянию на 01.01.1998 г. составляют около 10,5 млн т (прил. 8) и могут обеспечить работу действующего в поселке Чула ГОКа «Карелслюда» примерно на 50 лет. Кроме того, утвержденные прогнозные ресурсы категории P_1 по разрабатываемым и законсервированным месторождениям составляют 5,5 млн т. Балансовые запасы кускового кварца для керамической и фарфорово-фаянсовой промышленности оцениваются в 545 тыс. т и, учитывая резко сократившийся спрос на это сырье, разведанные запасы могут обеспечить работу ГОКа в течение нескольких десятков лет. Кроме того, разведаны и учтены балансом запасы жильного молочно-белого кварца, используемого для получения особо чистого кварца, оптического стекловарения, выращивания искусственных кристаллов кварца и плавки кварцевого стекла. По состоянию на 01.01.1998 г. запасы его составили около 3 млн т жильной массы. Добыча его производится на одних и тех же месторождениях, что и добыча кускового кварца.

Нефелин, связанный со щелочными сиенитами Елетьозерского массива, обладает значительными прогнозными ресурсами (по категории P_1 – 150 млн т) и при соответствующей конъюнктуре рынка может иметь практическое значение как дополнительный источник полевошпатового сырья.

Разработка облицовочного камня имеет хорошие перспективы, что определяется неплохой облаженностью площади, развитой дорожной сетью и целенаправленной поисковой изученностью [46]. Помимо месторождений, состоящих на балансе, в ходе поисковых и поисково-оценочных работ, завершенных в 1997 году, в Лоухском районе выявлено и обследовано 60 проявлений облицовочного камня, большая часть которых располагается на территории листа Q-36-XV, XVI. Прогнозные ресурсы категории P_1 по 24 проявлениям составляют 105 700 тыс. м³. Запасы категории C_2 выявлены и оценены по 12 месторождениям, представленным гранитами, амфиболитами, габбро и пироксенитами с суммарными запасами 17 600 тыс. м³. Природный камень этого района обладает превосходными технологическими характеристиками и является в большинстве случаев высокодекоративным.

Имеющиеся данные по поделочным материалам позволяют рассматривать **Чупинский рудный район** (2.1) как перспективный в отношении беломорита, розового кварца, декоративного амфиболита и коллекционного корунда. При соответствующих потребностях рынка их добыча может быть организована достаточно быстро и без больших капиталовложений.

Перспективы выявления новых объектов абразивного граната, аналогичных проявлению Западного, в лоухских глиноземистых гнейсах достаточно велики и могут быть быстро реализованы. Вероятно, определенными перспективами на абразивный гранат располагает и хизоварская свита, в составе которой широким развитием пользуются гранатсодержащие сланцы, а на сопредельной с юга территории листа Q-36-XXI в ней локализуется проявление граната Шариваара [50].

Перспективы района в отношении полезных ископаемых, связанных с четвертичными отложениями, определяются песчано-гравийным материалом, глиной, диатомитом и торфом.

Известные на территории листа месторождения песчано-гравийного материала, приурочены к флювиогляциальным отложениям, слагающим озы. Отрабатываются они, как правило, вдоль дорог и используются в качестве путевого балласта. Именно с имеющимися на территории озами могут быть связаны дальнейшие перспективы. Специально они не изучались, но судя по их незначительным размерам (1–3 км) прогнозные ресурсы каждого составят в среднем не более 500 тыс. м³.

Перспективы расширения сырьевой базы кирпичных глин могут быть связаны с площадью развития отложений трансгрессии портландия, расположенных к югу от оз. Тикшозеро. Вскрытая мощность глин на территории листа – 4 м, на сопредельной территории она достигает 10 м. Специального изучения глин не проводилось, но они вполне могут быть аналогичными кумским кирпичным глинам, выделенным С. Ф. Ключиным на соседнем листе Q-36-XIII, XIV. Прогнозные ресурсы в пределах площади распространения глин в 125 км² с учетом понижающего коэффициента по категории P_2 составят около 100 млн м³.

Известные на территории листа месторождения диатомита, связанного с озерными отложениями голоцена, дают возможность предполагать его наличие в пределах многих небольших озер. Для окончательной оценки района следует провести специальные поисково-разведочные работы.

Перспективы территории листа в отношении прироста запасов болотного торфа могут быть связаны с разведкой уже известных проявлений. При необходимости можно ставить разведочные работы для перевода прогнозных ресурсов в запасы по промышленным категориям с целью дальнейшей эксплуатации.

Целенаправленных поисковых работ, ориентированных на рудные полезные ископаемые, на территории листов Q-36-XV, XVI почти не проводилось. Исключение составляют лишь небольшие участки в пределах Тикшеозерского пояса и в районе губы Кив. В то же время, установленные новые критерии и признаки ряда рудных полезных ископаемых позволяют рекомендовать постановку определенных видов геологоразведочных работ.

На всей площади Тикшеозерского ЗКП и его обрамлении рекомендуется постановка ГСР-50 с общими поисками. Это диктуется явно недостаточной, фрагментарной геологической изученностью пояса, который как единая непрерывная структура впервые выделен в настоящей работе. Его перспективы определяются сложным характером вулканогенного разреза, наличием пунктов золоторудной и сурьмяно-мышьяковой минерализации, интенсивным проявлением гидротермально-метасоматических процессов, наличием даек кварцевых порфиров и гранит-порфиров. Все это свидетельствует о возможности сопоставления пояса с такими зеленокаменными поясами Карелии, как Западно-Костомукшский, Сумозерско-Кенозерский и Хатту в южной Финляндии, потенциальная золотоносность которых установлена достаточно надежно. Это позволяет считать Тикшеозерский ЗКП потенциально перспективным на наличие золота в связи с золото-сульфидно-кварцевой сурьмяно-мышьяковой формацией в вулканитах и метасоматитах по ним. В пределах *Винчезерского рудного узла* (1.0.1), как наиболее благоприятного по комплексу поисковых признаков на возможность обнаружения золотого оруденения в промышленно значимых масштабах, рекомендуются специализированные поиски масштаба 1 : 25 000.

С целью уточнения перспектив территории на никель в связи с апогабброидными и апоанортозитовыми ортоамфиболитами хетоламбинского подкомплекса и, учитывая открытие в Канаде месторождений никеля в близких по вещественному составу и возрасту комплексах пород, рекомендуется провести специализированные поисковые работы масштаба 1 : 10 000 на площади *Кивгубского рудного поля* (3.0.2.1) и масштаба 1 : 25 000 в *Климовском рудном узле* (0.0.2). Для *Кивгубско-Пежостровской рудной зоны* (3.0.2), выделенной по совокупности геолого-геофизических данных (развитие апогаббровых и апоанортозитовых ортоамфиболитов, аналогичных слагающим Кивгубское поле, широко проявленные процессы метасоматоза, наличие линейных магнитных аномалий, трассирующих сульфидную минерализацию) целесообразно проведение тематических и научно-исследовательских работ с целью уточнения геологического строения площади, масштабов развития зон сульфидной минерализации, их опробования и определения перспектив никеленосности.

Неясными остаются перспективы на никель и платиноиды, связанные с позднеархейскими и раннепротерозойскими (сумийскими) интрузиями основных–ультраосновных пород (друзитов). Специального изучения их рудоносности не проводилось; лишь для незначительной части массивов из общего количества в несколько сотен тел определялось содержание никеля, кобальта, золота, платины и палладия [91]. Для обоснованной оценки их металлогенического потенциала необходима постановка тематической или научно-исследовательской работы по комплексному геолого-петрологическому изучению и оценке рудоносности беломорских друзитов.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Подземные воды в пределах рассматриваемой территории содержатся в трещинах кристаллических пород и в четвертичных отложениях (рис. 5, 6). Эти воды образуют водоносные и слабо обводненные участки, расположенные на разных абсолютных отметках. Глубина залегания уровня подземных вод изменяется от 0 до 25 м в зависимости от рельефа. Основным источником питания их практически являются атмосферные осадки и лишь вблизи озер поверхностные воды. Режим подземных вод подвержен сезонным колебаниям. Годовая амплитуда колебания уровня вод – 1–10 м. В летнее время на вершинах и верхних частях склонов возвышенностей воды отсутствуют.

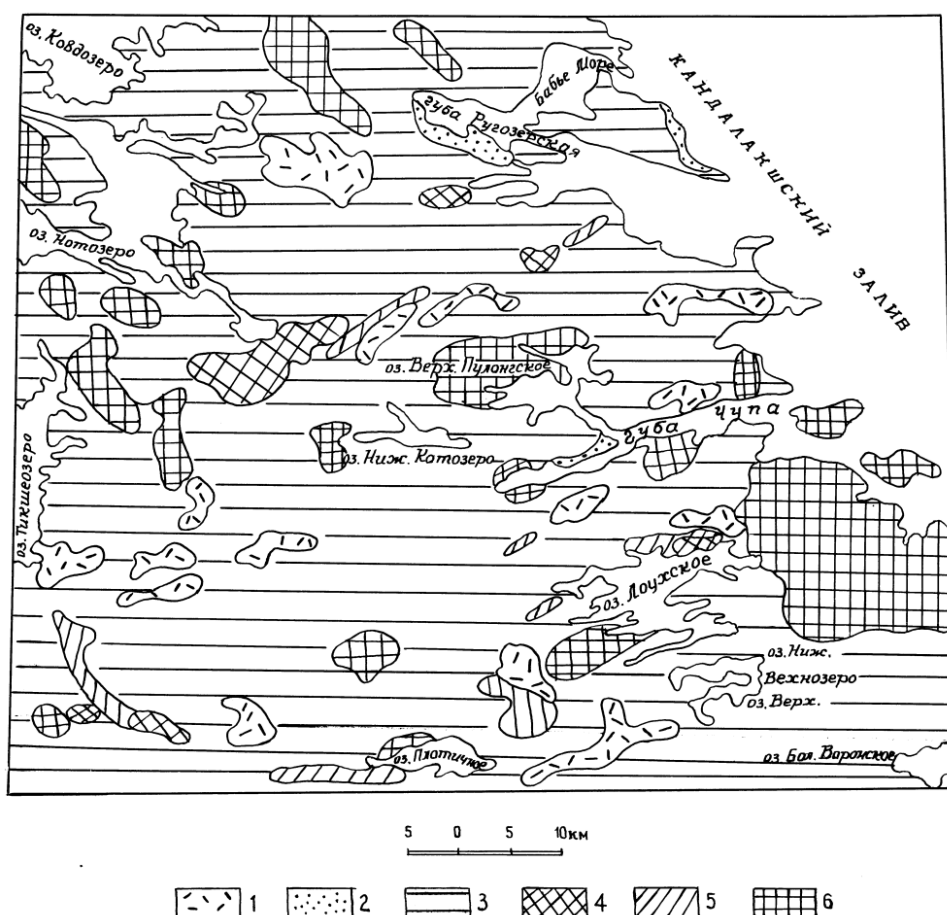


Рис. 5. Схема распространения основных водоносных горизонтов.

1 – водоносный горизонт торфяников; 2 – водоносный горизонт морских отложений; 3 – водоносный горизонт ледниковых отложений; 4 – водоносный горизонт озерно-ледниковых отложений; 5 – водоносный горизонт флювиогляциальных отложений; 6 – водоносный комплекс дочетвертичных пород.

Поверхностный и подземный сток происходит на восток в Белое море и на север и северо-запад в оз. Ковдозеро, отклоняясь на отдельных участках в разные стороны по направлению к рекам и озерам. Водоносность кристаллических пород и четвертичных отложений неодинакова [56].

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ПОДДЕЛ	ЗВЕНО	НАДГОРИЗОНТ	ГОРИЗОНТ	Индекс	Колонка	Мощность, М	Характеристика пород водоносных горизонтов	Коэффициент фильтрации м/сут.	Химический состав подземных вод
						бН	Т Т	0-5	Биогенные отложения. Торф.	2-13,3	Гидрокарбонатные кальциевые. М 0,01-0,1 г/л
						иН		0-7	Озерные отложения. Пески, глины, диатомиты.	0,5-2	Гидрокарбонатные кальцево-натриевые. М 0,03-0,4 г/л
						мН		0-8	Морские отложения. Пески, глины.	3-4	Пестрые по химическому составу. М 0,1-3 г/л
						lglllos		0-15	Озерно-ледниковые отложения. Пески, супеси, суглинки.	0,2-13	Гидрокарбонатные кальцево-магниево-натриевые. М 0,04-0,2 г/л
						filllos		0-25	Флювиогляциальные отложения. Пески с гравием и галькой.	20-40	Гидрокарбонатные кальцево-натриевые. М 0,02-0,14 г/л
						glllos		0-18	Ледниковые отложения. Валунные пески, супеси.	1-1,5 до 23-31	Гидрокарбонатные кальцево-натриево-магниево-натриевые. М 0,05-0,18 г/л
						AR-PR	+ + + +		Водоносный комплекс дочетвертичных пород.	0,0008-0,1333	Гидрокарбонатные кальцево-магниево-натриево-натриевые. М 0,06-0,15 г/л

Рис. 6. Гидрогеологическая колонка.

Воды кристаллических пород. Водоносность кристаллических пород слабая [36, 37]. Воды в них приурочены к трещинам, неравномерно развитым до глубин 2–7 м, реже – 30–40 м. Размеры, направления и водообильность трещин различны. Наиболее водообильными являются крупные трещины, воды которых связаны с поверхностными водоемами, и зоны дробления пород. Источником питания трещинных вод являются атмосферные осадки и частично – поверхностные и грунтовые воды. Выходы трещинных вод наблюдаются довольно часто в виде подтеков на склонах возвышенностей. Уровни трещинных вод, как правило, свободные. Водопроницаемость кристаллических пород плохая и с глубиной уменьшается. До глубины 10–15 м водонасыщение может достигать 2,5–5 м³/сут при 1 м напора, затем резко уменьшается и затухает. Коэффициент фильтрации – 0,0008–0,1333 м/сут. Практически кристаллические породы являются водупором для грунтовых вод четвертичных отложений.

Воды четвертичных отложений. Водоносными являются практически все генетические типы четвертичных отложений (рис. 6). В морене воды содержатся в разнозернистых песках и валунных супесях, приуроченных к депрессиям рельефа кристаллических пород [36, 37]. На возвышенностях морена безводна или слабо обводнена вблизи контакта с кристаллическими породами. Во флювиогляциальных, озерно-ледниковых, морских и озерных отложениях водосодержащими являются песчано-галечниковые образования, пески и супеси. В понижениях рельефа эти воды образуют общий водоносный горизонт с водами морены и торфяников. Суглинки и глины озерных и озерно-ледниковых отложений, имеющих мощность до 0,4 м, являются местным водупором, разделяющим водоносный горизонт на две части. Грунтовые воды в песках, залегающих ниже суглинков и глин обладают слабым гидростатическим напором в 1–3 м. В торфяниках водоносные участки полностью совпадают с контурами болот. Верховые болота летом пересыхают, весной и осенью воды в них стоят у поверхности. Низменные болота отличаются более сильной обводненностью, имеют большие статистические запасы. Режим их частично связан с режимом поверхностных вод озер и ложбин. Фильтрационные свойства водонасыщенных пород различны. Максимальный коэффициент фильтрации имеют песчано-галечниковые образования – 20–40 м/сут, песков – 4–20 м/сут, супесей – 0,5–2 м/сут. Коэффициент фильтрации торфяников изменяется в пределах 2–13,3 м/сут. Водообильность различных четвертичных отложений небольшая. Удельный дебит скважин – 0,01–0,77 л/с.

По своим физико-химическим свойствам воды четвертичных отложений и кристаллических

пород мало отличаются и характеризуются хорошими вкусом, прозрачностью, слабой минерализацией (рис. 6), значительной мягкостью, относятся к гидрокарбонатному кальциево-натриево-магниевому типу.

За последние десятилетия поверхностные воды озер, рек и ручьев, которые были основным источником бытового, технического водоснабжения, теряют свое значение из-за загрязнения. Поэтому применение подземных вод для бытового водоснабжения практически уже необходимо, но финансово пока не обеспечено.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория листа расположена в пределах бореальной ландшафтной зоны с умеренно холодным гумидным климатом.

Исходя из ландшафтно-геологических условий [75] на площади выделено четыре ландшафтных комплекса. Наибольшим развитием пользуются северо-таежные равнинные ландшафты, сформировавшиеся на структурно-денудационных грядовых и грядово-холмистых равнинах, образованных на гранитоидах и амфиболитах беломорского плутоно-метаморфического комплекса, перекрытых ледниковыми отложениями. Почвы дерново-подзолистые. Растительность представлена елью, сосной, березой.

Экзогенные геологические процессы на данной территории проявляются слабо и имеют низкую степень интенсивности [55]. Среди неблагоприятных геологических объектов выделяются крупноглыбовые подвижные осыпи, выходы скальных пород и абразионные уступы.

Негативное влияние на природную среду, главным образом, оказывает жизнедеятельность человека. В пос. Чупа находится ГОК «Карелслюда», включающий рудники, отвалы горных пород, обогатительную фабрику, хвостохранилище. В последние годы производительность ГОК «Карелслюда» резко снизилась. Разработка месторождений мусковита полностью прекращена, рудники законсервированы, значительно сокращена добыча керамического сырья, что благоприятно сказалось на экологической обстановке территории. Сельскохозяйственные объекты представлены небольшими площадями пахотных земель, фермой крупного рогатого скота в пос. Чупа и зверофермой в пос. Лоухи. Территорию листа пересекает с севера на юг Октябрьская железная дорога и автомобильная магистраль Санкт-Петербург–Мурманск. Участки лесозаготовок занимают небольшие площади и подвергаются рекультивации.

На территории листа выделяются природные урановые аномалии, связанные со слюдоносными пегматитами, и геохимический ореол урана, превышающий $C_{\phi}+S$, приуроченный к площади развития плагиогранит-мигматитов и мигматит-гранитов. Распространение этих пород создает предпосылку для радоновыделения в почвенный воздух, затем в атмосферу.

Основное количество загрязняющих веществ вносится в поверхностные воды со сточными водами сельского и жилищно-коммунального хозяйства. Концентрации загрязняющих веществ превышают ПДК, установленные для водоемов рыбохозяйственного назначения. Основным загрязняющим веществом р. Кереть являются нефтепродукты. Их средняя концентрация за год в реке составляет 8–10 ПДК, концентрация нитратов – 4–6 ПДК [56]. Загрязнение оз. Паново, расположенного в пос. Лоухи, нитратами составляет 4–6 ПДК (по данным Лоухской СЭС). Для Лоухского коммунального водопровода наблюдаются отклонения по санитарно-химическим показателям: цветности, органолептике, содержанию железа.

На основании имеющихся природных и техногенных факторов, оказывающих влияние на состояние природной среды, эколого-геологическая обстановка территории оценивается как благоприятная и удовлетворительная.

Полное запрещение хозяйственной деятельности предусматривается для находящегося на территории листа Кандалакшского заповедника, главной функцией которого является охрана морских птиц. Основной объект научных исследований в заповеднике – обыкновенная гага; изучается также природа островов и окружающей морской акватории. Ограничение хозяйственной деятельности необходимо на территории нижнего течения р. Кереть, рекомендуемой КНЦ РАН по согласованию с правительством Карелии, для создания национального природного парка с целью сохранения уникальных ландшафтов и ее рекреационно-туристического использования. Реки Кереть, Важенка и Винча имеют нерестовые участки ценных пород рыб, которые рекомендуются как заказники с целью ограничения хозяйственной деятельности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплект Госгеолкарт-200 листа Q-36-XV, XVI (издание второе) составлен в соответствии с требованиями и методикой, предусмотренными «Инструкцией по составлению и подготовке к изданию листов Госгеолкарты-200 РФ» (1995 г.) и легендой Карельской серии листов (1998 г.).

Принципиально новым в составленном комплекте по сравнению с Госгеолкартами-200 первого поколения (1960–1963 гг.) является следующее:

1. Комплект включает кроме геологической карты и карты полезных ископаемых карту четвертичных образований и литологическую карту поверхности дна акватории Кандалакшского залива Белого моря.

2. Каждая карта комплекта сопровождается несколькими вспомогательными схемами масштаба 1 : 500 000–1 : 1 000 000, помещенными в зарамочное оформление.

3. Впервые для территории листа Q-36-XV, XVI составлены схемы экологических условий масштаба 1 : 500 000 и эколого-геологической опасности масштаба 1 : 1 000 000.

4. Все указанные карты и схемы составлены в аналоговом и цифровом виде.

5. При составлении геологической карты на основе анализа всей совокупности обширной геолого-геофизической информации и современных представлений о геодинамическом развитии раннедокембрийских регионов принята иная, чем на листах первого поколения модель геологического строения и развития данного участка земной коры. Беломорский блок рассматривается не как стабильная структура, завершившая свое развитие в архее, а как подвижный пояс, прошедший сложный многоэтапный путь развития в течение архейского, ранне- и позднепротерозойского, частично палеозойского тектоно-магматических циклов. Основу его составляют не стратиграфические, а плутонические первично коровые образования, формирующие своеобразные плутоно-метаморфические зоны. В западной части территории (в пределах Карельского кратона) вместо локальных синклинальных прогибов, выполненных, как представлялось ранее, метаосадочными породами, выделяется протяженный Тикшеозерский зеленокаменный пояс проторифтогенной природы, сложенный нижнелопийскими вулканогенными породами, варьирующими по составу от риолитов до коматиитов. В центральной части ЗКП установлена наложенная синклинальная структура, выполненная сумийскими вулканитами и ятулийскими кварцитопесчаниками, не выделявшимися ранее в разрезе этого района.

6. Многочисленные интрузивные и ультраметаморфогенные образования сгруппированы в разновозрастные плутонические комплексы, для которых дается их совокупная характеристика и выделяются петротипические массивы или площади.

7. На рассматриваемой территории, перспективы которой ограничивались мусковитом и керамическим сырьем, выделены две рудные минерагенические зоны, а в их пределах прогнозируемые рудные узлы и поля с подсчитанными прогнозными ресурсами никеля в метагабброанортозитах хетоламбинского подкомплекса и золота в вулканитах Тикшеозерского ЗКП. Для них рекомендуется постановка поисковых работ масштаба 1 : 10 000–1 : 25 000. Установлены также широкие перспективы на облицовочные камни, а при возникших потребностях и устойчивой экономической ситуации – на поделочные камни, кварц и абразивный гранат.

Одновременно с достигнутыми результатами работа по составлению комплекта Госгеолкарт-200 листа Q-36-XV, XVI выявила целый круг проблем, спорных и дискуссионных вопросов по различным аспектам геологического строения и металлогении этой сложнейшей территории:

1. Авторы признают, что принятая в данной работе модель геологического строения и развития Беломорского подвижного пояса, требует дальнейшей углубленной разработки. Для этого необходимо:

– провести геохронологическое датирование непосредственно ортоамфиболитов и ортокристаллосланцев хетоламбинского подкомплекса на петротипических участках их развития с целью уточнения возраста подкомплекса ($AR_1?$, $AR_2?$);

– установить закономерности пространственного размещения первичных пород хетоламбинского подкомплекса: габброидов, анортозитов, возможно вулканитов и провести целенаправленное изучение их металлогенической специализации;

– детально изучить характер границ и соотношения между хетоламбинским, котозерским подкомплексами, лоухской толщей и позднеархейскими плутонитами с целью обоснования последовательного эволюционного развития выделенных подразделений либо подтверждения гипотезы преобладания субдукционно-коллизийных процессов, происходивших в БПП в позднем архее.

2. Необходима разработка системы картируемых и петролого-геохимических признаков для разновозрастных групп друзитов с целью более достоверного отнесения конкретных массивов к одному из выделенных комплексов, а также оценка их потенциальной рудоносности на никель и платиноиды.

Решение указанных проблем возможно при проведении целенаправленных тематических и научно-исследовательских работ с применением современных методик картирования метаморфических и плутонических комплексов и широком применении современных геофизических методов для расшифровки глубинного строения БПП и зоны его сочленения с Карельским кратоном.

3. Основываясь на общепринятой оценке позднеархейских зеленокаменных поясов, как наиболее перспективных структур докембрия на комплекс рудных полезных ископаемых, и учитывая крайне слабую геологическую и поисковую изученность Тикшеозерского ЗКП рекомендуется проведение ГСР-50 с общими поисками на всей его площади и специализированных поисков масштаба 1 : 25 000 на золото и сурьмяно-мишьяковую минерализацию в пределах Винчезерского рудного узла.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Беломорский подвижный пояс // Тез. докл. Международной конференции 1–4 сентября 1997 г. – Петрозаводск, 1997. 125 с.
2. Бибилова Е. В., Шельд Т., Богданова С. В. и др. Геохронология беломорид: интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия. № 10, 1993. С. 1393–1411.
3. Богачев А. И., Зак С. И. и др. Геология и петрология Елетьозерского массива габброидных пород Карелии. – М.-Л., 1963. 159 с.
4. Богачев А. И., Сафронова Г. П., Хазов Р. А. Металлогения докембрийских щелочных мафит-ультрамафитовых комплексов Карело-Кольского региона // В кн.: Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. – Л.: Наука, 1990. С. 120–127.
5. Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии // Геология и петрология. – Л.: Наука, 1990. 248 с.
6. Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид / К. А. Шуркин, В. М. Шемякин, Ю. Д. Пушкарев и др. – Л.: Наука, 1974. 184 с.
7. Геология и пегматитоносность беломорид / М. Е. Салье, С. С. Батузов, С. И. Душейко и др. – Л.: Наука, 1985. 251 с.
8. Геоморфология Карелии и Кольского полуострова. – Л.: Недра, 1977.
9. Глебовицкий В. А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия в ч. Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. № 1, 1993. С. 7–24.
10. Глебовицкий В. А. и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. № 1, 1996. С. 63–75.
11. Горлов Н. В. Структура беломорид (Северо-Западное Беломорье). – Л.: Наука, 1967. 112 с.
12. Горохов И. М., Кутявин Э. П. и др. Rb-Sr возраст магматических и метаморфических пород беломорского комплекса (Западное Беломорье) // Советская геология. № 3, 1981. С. 67–75.
13. Гродницкий Л. Л. Гранитные пегматиты Балтийского щита. – Л., 1982. 295 с.
14. Классификация запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. – М., 1997. 16 с.
15. Кожевников В. Н. Геология и геохимия архейских северокарельских зеленокаменных структур. – Петрозаводск, 1992. 199 с.
16. Комплексные поисковые критерии слюдоносных пегматитов Беломорья / Шуркин К. А., Корсаков В. Н., Зингер Т. Ф. и др. – Л.: Наука, 1988. 152 с.
17. Кошкин В. А. Гранитоиды Пяозерско-Тикшеозерского поднятия // В кн.: Докембрий Северной Карелии. – Петрозаводск, 1994. С. 77–117.
18. Король Н. Е. Чарнокитоиды Пажминской интрузии и их метаморфические преобразования // В кн.: Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии. – Петрозаводск, 1983. С. 84–92.
19. Коросов В. И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). – Петрозаводск, 1991. 118 с.
20. Кулешевич Л. В., Слюсарев В. Д. Геологическое строение Кукасозерско-Тикшеозерской структурной зоны // Операт.-информ. материалы: Вопросы геологии и магматизма докембрия Карелии. – Петрозаводск, 1992. С. 16–21.
21. Кухаренко М. А., Орлова М. П., Богдасаров Э. А. Щелочные габброиды Карелии (Елетьозерский массив: петрология, минералогия, геохимия). – Л., 1969. 184 с.
22. Лавров М. М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габброноритовые интрузии докембрия Северной Карелии. – Л., 1979. 136 с.
23. Лобач-Жученко С. Б., Бибилова Е. В., Другова Г. М. Архейский магматизм района оз. Нотозера Северо-Западного Беломорья: изотопная геохронология и петрология // Петрология. Т. 3, № 6, 1995. С. 593–621.
24. Лобач-Жученко С. Б. и др. Беломорский пояс – позднеархейская аккреционно-коллизионная зона Балтийского щита // Доклады РАН. Т. 358, № 2, 1998. С. 226–229.
25. Малов Н. Д. Закономерности размещения «друзитов» в структуре беломорид (на примере Северной Карелии) // Советская геология. № 1, 1974. С. 152–155.
26. Металлогения восточной части Балтийского щита / Ред. Т. В. Билибина. – Л.: Недра, 1980. 247 с.
27. Миллер Ю. В., Милькевич Р. И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. № 6, 1995. С. 80–92.
28. Миллер Ю. В., Милькевич Р. И., Глебовицкий В. А. Исследование тектонических структур раннего докембрия методом детального картирования опорных участков (на примере Беломорского коллизионного поя-

са) // Региональная геология и металлогения. № 1(5), 1996. С. 37–47.

29. *Милькевич Р. И., Мыскова Т. А. и др.* Состав чупинских гнейсов Беломорья и сравнение его с составом метатерригенных осадков Карельской гранит-зеленокаменной области // В сб.: Беломорский подвижный пояс. Тез. докл. Международной конференции 1–4 сентября 1997 г. – Петрозаводск, 1997. С. 41–42.

30. Минеральное сырье Лоухского района Карельской АССР. – Петрозаводск, 1991. 192 с.

31. Петрофизика пород Западного Беломорья. – Петрозаводск: «Карелия», 1980. 160 с.

32. Принципы стратиграфической схематизации позднего кайнозоя на примере верхней части осадочного чехла Белого и Баренцева морей / М. А. Спиридонов, А. Е. Рыбалко, Е. П. Заррина и др. // В кн.: Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. – Л.: ротاپринт ПГО «Севзапгеология», 1986. С. 38–46.

33. *Рыцк Ю. Е., Никаноров А. С., Бабошин В. А.* Месторождения мусковита // В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. – Л., 1973. С. 158–162.

34. *Слабунов А. И.* Верхнеархейская Керетьская зеленокаменная система Карелии // Геотектоника. № 5, 1993. С. 61–74.

35. *Слюсарев В. Д., Кулешевич Л. В., Гришин А. С.* Сурьмяно-мышьяковая минерализация района Тикшозера в Северной Карелии // Геология рудных месторождений. Т. 36, № 1. С. 73–76.

36. *Смирнова В. С., Солодкая Р. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Карельская. Лист Q-36-XVI. Объяснительная записка. – М.: Государственное научно-техническое изд-во литературы по геологии и охране недр, 1960. 60 с.

37. *Солодкая Р. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Карельская. Лист Q-36-XV. Объяснительная записка. – М.: Государственное научно-техническое изд-во литературы по геологии и охране недр, 1963. 94 с.

38. *Стенарь М. М.* Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья) // Геотектоника. № 5, 1972. С. 42–52.

39. *Степанов В. С.* Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. – Л.: Наука, 1981. 216 с.

40. *Степанов В. С., Слабунов А. И.* Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. 1989.

41. *Сыстра Ю. Й.* Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. – Л., 1978. 168 с.

42. *Тугаринов А. И., Бибикина Е. В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. – М.: Наука, 1980. 131 с.

43. *Увадьев Л. И., Путинцева Е. В.* Кандалакшские дайковые комплексы щелочных-ультраосновных пород // В кн.: Новое в геологии Северо-Запада РСФСР (Сборник науч. трудов). – М., 1988. С. 92–102.

44. Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита. – Л.: Наука, 1990. 144 с.

45. Четвертичный покров Балтийского щита. – Л.: Недра, 1987.

46. *Шеков В. А.* Камнедобывающая промышленность Республики Карелия (настоящее и будущее) // Геолого-технологическая оценка промышленных минералов и пород республики Карелия. – Петрозаводск, 1997. С. 29–37.

47. *Шемякин В. М.* Чарнокитоиды раннего докембрия. – Л.: Наука, 1976. 179 с.

48. *Шуркин К. А.* Беломориды (геология, петрология, история развития). Автореф. докт. дисс. – Л., 1964. 43 с.

49. *Щербакова Т. Ф.* Амфиболиты Беломорского комплекса и их гранитизация. – М.: Наука, 1988. 149 с.

50. *Щицов В. В.* Современная минерально-сырьевая база промышленных минералов Республики Карелия // В кн.: Геолого-технологическая оценка промышленных минералов и пород Республики Карелия и отдельных регионов Европейского континента. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1997. С. 7–20.

51. *Экман И. М.* Четвертичная система // Геология Карелии. – Л.: Наука, 1987. С. 79–98.

52. *Bogdanova S. V., Bibikova E. V.* The «Saamian» of the Belomorian belt: new geochronological constraints // Precambrian Res. V. 64, № 2–4, 1993. P. 131–152.

Фондовая

53. *Абрамов А. В., Родионов В. С.* Отчет о результатах поисковых, поисково-оценочных и разведочных работ на участках Межбудиный, Климовский, Восточно-Карельский месторождения керамических пегматитов им. Чкалова в 1988–1992 гг. – ТГФ СЗРГЦ, 1992.

54. *Алексеев и др.* Отчет о результатах комплексных геофизических и геохимических работ Елетьозерской и Северо-Елетьозерской партий в Лоухском районе КАССР за 1974–1976 гг. – ТГФ СЗРГЦ, 1976.

55. *Алексина И. А., Федченко А. Г.* Составление карты экзогенных геологических процессов территории деятельности ПГО «Севзапгеология» в масштабе 1 : 2 500 000. – ТГФ СЗРГЦ, 1989.

56. *Алексина И. А., Аврова Л. В.* Составление гидрогеологических и инженерно-геологических карт восточной части Балтийского щита масштаба 1 : 500 000. – ТГФ СЗРГЦ, 1991.

57. *Амантов А. В.* Геологическое строение внутренних бассейнов Балтийского щита. Дисс. на соиск. уч. степ. к. г.-м. н. – Фонды ВСЕГЕИ, 1989.

58. *Амозова Т. И.* Отчет о поисково-ревизионных работах, проведенных Тикшеозерской партией в Лоухском районе КАССР в 1969 г. – ТГФ СЗРГЦ, 1970.

59. Баланс полезных ископаемых на 1 января 1991 г. по торфяным месторождениям. Республика Карелия. 1991.

60. *Богачев В. А., Карасев В. И.* Оценка потенциальных возможностей развития сырьевой базы цветных камней территории северо-запада Российской Федерации (Отчет по работам за 1991–1993 гг.). – ТГФ СЗРГЦ, 1993.

61. *Вербицкий Р. И., Корсаков В. Н. и др.* Отчет Лоухской гравиразведочной партии за 1970–1971 гг. – ТГФ

СЗРГЦ, 1972.

62. Гиммельфарб Г. Б. и др. Отчет по геологическому доизучению ранее заснятых площадей Карелии и Кольского полуострова масштаба 1 : 200 000 за 1974–1982 гг. – ТГФ СЗРГЦ, 1982.

63. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 1998 г. Природные облицовочные камни. Вып. 79. – М., 1998.

64. Дополнительный кадастровый справочник торфяных месторождений в разрезе областей Северо-Запада, не числящихся в кадастровых справочниках. – ТГФ СЗРГЦ, 1978–1998.

65. Едовин В. И., Смолин В. Г. Отчет о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1 : 50 000, проведенных Приморской партией в восточной части Чупино-Лоухского слодоносного района в 1960–1962 гг. (Побережье Белого моря, район Нильмогуба–Кереть–Соностров–Гридино). – ТГФ СЗРГЦ, 1962.

66. Ермакова С. Н., Костылева В. Г. О результатах поисковых, поисково-оценочных работ предварительной и детальной разведки месторождений песка и ПГМ для нужд дорожного, промышленного и сельскохозяйственного строительства в пределах Лоухского района КАССР. – ТГФ СЗРГЦ, 1990.

67. Иванов Н. М., Корсакова М. А., Саморуков Н. М. и др. Типизация зеленокаменных поясов Карело-Кольского региона и оценка перспектив их рудоносности. – ТГФ СЗРГЦ, 1989.

68. Кириллов А. И. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на апатит в пределах Елетьозерского и Тикшеозерского массивов за 1977–1981 гг. – ТГФ СЗРГЦ, 1981.

69. Климов Н. И. и др. Отчет о результатах ревизионно-поисковых работ на антофиллит-асбест, проведенных в 1960–1963 гг. в Кемском районе КАССР и Кандалакшском районе Мурманской области. – ТГФ СЗРГЦ, 1964.

70. Климов Н. И., Климова И. Н. Отчет о результатах ревизионных работ на антофиллит-асбест в районе месторождения слюды-мусковита Плотина, проведенных в 1964–1965 гг. – ТГФ СЗРГЦ, 1965.

71. Корнюшин А. М., Салтыкова Т. Е., Князев О. Т. Отчет по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1 : 50 000 и по поисковым работам на цветные металлы в пределах Северо-Карельского синклиналии и зоны сочленения с Беломорским блоком за 1977–1980 гг. – ТГФ СЗРГЦ, 1980.

72. Коровкин В. А., Турылева Л. В. Анализ движения прогнозных ресурсов и рекомендаций с целью геолого-экономического обоснования направления работ на основные полезные ископаемые территории деятельности СЗГПП. – ТГФ СЗРГЦ, 1996, 1999.

73. Корсакова М. А., Иванов Н. М. и др. Легенда Карельской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. – ТГФ СЗРГЦ, 1998.

74. Левин Г. М., Суханов В. А. Отчет о результатах Карельской проверочной партии в 1972 г. 1973.

75. Легкова В. Г., Щукин Л. А., Ауслендер В. Г. и др. Составление сводной карты четвертичных отложений масштаба 1 : 500 000 как основы для ландшафтно-геохимического районирования территории деятельности СЗПГО. – ТГФ СЗРГЦ.

76. Легкова В. Г., Ауслендер В. Г. Карта четвертичных отложений Северо-Запада РФ масштаба 1 : 500 000. – ТГФ СЗРГЦ, 1994.

77. Леонтьев А. Г. и др. Составление регистрационной карты золотоносности Республики Карелия масштаба 1 : 500 000 с кадастрами месторождений, рудопроявлений, пунктов минерализации и площадных геохимических аномалий (участков), перспективных на золото. – ТГФ СЗРГЦ, 1997.

78. Мануйлов С. Ф., Рыбалко А. Е., Спиридонов М. А. и др. Опытные методические работы по совершенствованию методики картирования четвертичных отложений на полигонах в пределах шельфа Баренцева и Балтийского морей с разработкой стратиграфических схем (Отчет ВСЕГЕИ). – Фонды ВСЕГЕИ, 1989.

79. Никитин Н. Е. Отчет о поисково-оценочных работах, предварительной и детальной разведке на месторождении гранитов Винча (облицовочный камень) в 1990–1992 гг. – ТГФ СЗРГЦ, 1993.

80. Никаноров А. С. Дать прогнозную оценку южного фланга Чупино-Лоухского промышленного района (Кенозеро-Энгозеро КАССР) на высококачественный мусковит. – Фонды ВСЕГЕИ, 1990.

81. Отчетный баланс запасов кварца и кварцита на 01.01.1998 г. по Республике Карелия. – Петрозаводск, 1998.

82. Отчетный баланс запасов мусковита листового на 01.01.1998 г. по Республике Карелия. – Петрозаводск, 1998.

83. Отчетный баланс запасов мусковита мелкозернистого на 01.01.1998 г. по Республике Карелия. – Петрозаводск, 1998.

84. Отчетный баланс запасов полевого шпата на 01.01.1998 г. по Республике Карелия. – Петрозаводск, 1998.

85. Отчетный баланс запасов полудрагоценных и поделочных камней по территории Северо-Запада РСФСР по состоянию на 01.01.1970 г. (Мурманская область и Карельская АССР). – ТГФ СЗРГЦ, 1970.

86. Проскурнина В. П. Составление сводной геологической карты масштаба 1 : 50 000 Енского и Чупино-Лоухского слодоносных районов. – ТГФ СЗРГЦ, 1979.

87. Ремизова А. М. Отчет по состоянию сводной легенды Кольской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новая серия). 1994.

88. Салье М. Е., Кириллов А. И. и др. Отчет о результатах геологического доизучения месторождений мусковита Тэдино, Малиновая Варака, Плотина и перспективно слодоносных участков чупинской свиты за 1982–1986 гг. – ТГФ СЗРГЦ, 1986.

89. Серов Е. К. Прогнозная карта песчано-гравийного материала КАССР. – ТГФ СЗРГЦ, 1970.

90. Холодильников Н. Р. Отчет о результатах поисково-оценочных работ, предварительной и детальной разведки на месторождении гранитов Винча (облицовочный камень) в 1989–1991 гг. – ТГФ СЗРГЦ, 1991.

91. Чувардинский В. Г. и др. Отчет о результатах поисков медно-никелевых руд и других полезных ископаемых в зоне Кандалакшского грабена в 1985–1989 гг. – ТГФ СЗРГЦ, 1989.

92. *Чуйкина Е. П. и др.* Сводный отчет о поисково-разведочных работах на месторождении Малиновая Варака за 1959–1965 гг. с подсчетом запасов мусковита по состоянию на 01.01.1966 г. – ТГФ СЗРГЦ, 1966.

93. *Чуйкина Е. П., Арутюнов Г. М. и др.* Отчет Центрально-Чупинской поисково-съёмочных и поисковых работах, проведенных в 1963–1970 гг. в Чупино-Лоухском слюдоносном районе (Лоухский район Карельской АССР). – ТГФ СЗРГЦ, 1971.

Изученность аэромагнитной и аэрогамма-спектрометрической съемкой

№ площади на схеме	Организация, проводившая съемку, авторы отчета	Год съемки	Масштаб съемки	Вид съемки, аппаратура	Площадь съемки, км ²	Основные результативные карты, использованные в данной работе
1	ЗГТ, Поротова Г.А., Суслеников В.В.	1959	1:200 000	Аэромагнитная с γ -каналом, АГСМ-25	1500	Карта изолиний (ΔT) α , 1:200 000
2	ЗГТ, Суслеников В.В.	1962	1:25 000	Аэромагнитная с γ -каналом, АММ-13	2300	Карты изолиний (ΔT) α , 1:50 000, 1:200 000
3	ЗГТ, Вальков В.К., Перфилов В.Н.	1966	1:25 000	Аэромагнитная, АММ-13	10800	Карты графиков (ΔT) α и изолиний (ΔT) α на 3400 км ² , 1:50 000
4	ЗГТ, Чепик А.Ф.	1976	1:200 000	Аэромагнитная, КАМ-8		Графики (ΔT) α по профилям через Кандалакшский залив и Кольский полуостров
5	ЛГЭ СЗПГО, Тарутин В.А.	1980	1:25 000	Аэромагнитная и аэрогамма-спектрометрия, АГС-71см, СКАТ-77	425	Карты графиков (ΔT) α , γ_{Σ} , содержаний U, Th, K; 1:25 000
6	ЛГЭ СЗПГО, Ильинская З.А.	1981-1985	1:25 000	Аэромагнитная и аэрогамма-спектрометрия, СКАТ-77	3405	Карты изолиний (ΔT) α , γ_{Σ} , содержаний U, Th, K; 1:50 000

Изученность гравиметрической съемкой и аэроэлектроразведкой

№ площади на схеме	Организация, проводившая съемку, авторы отчета	Год съемки	Масштаб съемки	Вид съемки, аппаратура	Площадь съемки, км ²	Основные результативные карты, использованные в данной работе
1	ЗГТ, Миронов В.Д.	1966	1:200 000	Гравиметрическая	Листы Q-36-XV, XVI	Карты изолиний Δg и $\delta \Delta g$, 1:200 000
2	ЗГТ, Миронов В.Д.	1967	1:50 000	Гравиметрическая	240	Карты изолиний Δg и $\delta \Delta g$, 1:50 000
3	ЗГТ, Вербицкий Р.И., Лебедев П.А.	1968-1969	1:50 000	Гравиметрическая	1524	Карты изолиний Δg и $\delta \Delta g$, W_{LL} ; 1:50 000
4	ЗГТ, Вербицкий Р.И.	1971	1:50 000	Гравиметрическая	2192	Карты изолиний Δg и $\delta \Delta g$, W_{LL} ; 1:50 000
5	ЗГТ, Вербицкий Р.И., Беда В.А.	1972	1:50 000	Гравиметрическая	315	Карты изолиний Δg и $\delta \Delta g$, W_{LL} ; 1:50 000
6	Невское ПГО, Леманов Е.В.	1980	1:50 000	Гравиметрическая	150	Карты изолиний Δg , W_{XL} ; 1:50 000
7	ЗГТ, Лебедев П.А.	1976-1977	1:50 000	Гравиметрическая	360 (Q-36-XV)	Карты изолиний Δg и $\delta \Delta g$, 1:50 000
8	СЗПГО, Валова Т.В.	1973	1:100 000	Тематическая работа по обобщению гравиметрических съемок	8625	Сводная карта изолиний Δg , 1:100 000
9	Трест «Спецгеофизика», Асташенков О.Г.	1965	1:500 000	Гравиметрическая (донная)	Акватория Белого моря	Карта изолиний Δg , 1:500 000
10	СЗПГО, Чуйкина Е.П., Меламед Г.Ш.	1971	1:10 000	Электроразведка (электропрофилирование, АНЧ-1)	652	Карты графиков ρ_k

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород (показаны на схеме расположения плутонических образований)

№ на схеме	Наименование породы геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
1	Плагиомикроклиновый и микроклиновый гранит аплитовидный керетьского комплекса	Rb-Sr (по породе)	2710±50	[88], скв. 1594
2	Пегматиты плагиоклазовые мусковитовые чупинского комплекса	Rb-Sr (по породе)	1630-1760	[88]
3	Гранат-биотитовый ортогнейс (прослой мощн. 0,3 м) в амфиболитах хетоламбинского подкомплекса (метариодацит или метатрондьемит)	U-Pb (циркон)	2880±10	Бибикова, Слабунов и др., 1999 (в печати), проба Э-144
4	Гранат-биотитовый гнейс лоухской толщи	U-Pb (циркон)	2860±20	[52]
5	Гранит нуоруненского комплекса г. Калгувара	U-Pb (циркон)	2450	Слабунов А.И. (устное сообщение), Калгувара Г.
6	Чарнокит поньгомского комплекса	U-Pb (циркон)	2720-2730	[23], губа Миронова, оз. Нотозера
7	Диорит котозерского комплекса	U-Pb (циркон); Sm-Nd (DM)	2780; 2860	Бибикова, Слабунов и др., 1999 (в печати), проба 4331

Список петротипических и эталонных массивов и площадей, показанных на схеме расположения плутонических образований (рис. 3)

№ по схеме	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы
6	Нигрозерская эталонная площадь хетоламбинского ортоамфиболитового подкомплекса	[49]
18	Винговский массив - петротип винговского гранитового комплекса	[73, 90]
19	Котозерский эталонный массив боярского перидотит-габбро-анортозитового комплекса	[25, 73, 93]
27	Эталонная площадь массивов мягрекского гранитового комплекса района Корытных гор	[37, 73]
28	Малинововаракская эталонная площадь позднекарельских пегматитов чупинского комплекса	[7, 13, 16, 88, 93]
30	Котозерская эталонная площадь котозерского мигматит-плагиогранитового подкомплекса	[73, 86]
35	Кухтозерский массив - петротип кухтозерского диорит-гранодиоритового комплекса	[6, 73]
37	Керетьская эталонная площадь массивов серяжского гипербазитового комплекса	[69]
45	Глубокосалминская эталонная площадь массивов никольского плагиогранитового комплекса	[73]
48	Керчугский эталонный массив поньгомского габбро-эндербит-чарнокитового комплекса	[5, 6, 37]

Список месторождений, показанных на карте полезных ископаемых листа Q-36-XV, XVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Черные металлы					
<i>Титан, апатит</i>					
IV-1	3	Ельтозерское	К	[3, 4, 68, 72]	Разведано, непромышленное, не эксплуатировалось
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Керамическое сырье					
<i>Пегматит керамический, кварц</i>					
I-3	2	Купчинный мыс	К	[36]	Разведано, не эксплуатировалось
I-3	9	Лапсеева Губа	К	[36]	Законсервировано, значительно выработано
I-3	11	Каменный стол	К	[36]	Не эксплуатировалось
II-2	2	Истоки р. Воронья	К	[36, 37]	Разведано
II-3	1	Панфилова Варака	К	[36, 72]	Разведано, значительно выработано, законсервировано
II-3	3	Блинковые Вараки ¹⁾	К	[36, 72, 84]	Эксплуатируется
II-3	6	оз. Белое	К	[36]	Разведано, законсервировано
II-3	8	Уракко-озеро ¹⁾	К	[72, 84]	Разведано, законсервировано
II-3	10*	Хетоламбино ¹⁾²⁾³⁾	К	[36, 72, 84]	Разведано, законсервировано
II-3	11	Кив-губа	К	[36]	Разведано, законсервировано
II-3	12	оз. Полунеское	К	[36]	Разведано
II-4	5*	Кривое озеро ¹⁾²⁾	К	[36, 72, 84]	Разведано, законсервировано
III-2	4	Алексеевская жила	К	[36]	Значительно выработано, законсервировано
III-3	3	Прибрежный участок	К	[36]	Разведано, не эксплуатировалось
III-3	8*	Им. Чкалова ¹⁾²⁾³⁾	К	[36, 53, 54, 72, 84]	Эксплуатируется
III-3	9	Левин Бор	К	[36]	Разведано, не эксплуатировалось
III-3	10	Холм и Кладбищенская жила	К	[36]	Выработано
III-3	11	п-ов Медведок	К	[36]	Значительно выработано, законсервировано
III-3	12*	Катков Бор	К	[36]	Значительно выработано, законсервировано
IV-3	4	Оленья Варака	К	[36]	Законсервировано
IV-3	8	Нива-Варака	К	[36]	Значительно выработано
Горнотехническое сырье					
<i>Мусковит</i>					
I-2	7	Нигрозерское ¹⁾	К	[37, 82, 86, 88]	Разведано, не эксплуатировалось
I-2	13	Высота 129 (Южный)	К	[37, 88]	Разведано, не эксплуатировалось
II-2	1*	Тэдино ¹⁾²⁾³⁾	К	[37, 72, 82, 86, 88]	Разведано, законсервировано
II-2	6*	Карельское ¹⁾²⁾³⁾	К	[72, 82, 86, 93]	Разведано, законсервировано
II-3	9*	Станционное ¹⁾²⁾³⁾	К	[72, 82, 86, 88, 93]	Разведано, законсервировано
III-3	1*	Екки-Варака, Робакко-Варака ²⁾	К	[72, 82, 88, 92, 93]	Разведано, законсервировано
III-3	2*	Малиновая Варака ¹⁾²⁾³⁾	К	[72, 82, 86, 88, 92, 93]	Разведано, законсервировано

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
III-3	5	Шатков Бор ²⁾	К	[82, 88, 92, 93]	Разведано, законсервировано
III-3	14*	Плотина ^{1) 2) 3)}	К	[72, 82, 88, 93]	Разведано, законсервировано
III-3	19*	Вида-Варака	К	[37, 86, 93]	Значительно выработано, законсервировано
IV-3	1*	Слюдозеро ²⁾	К	[82, 86, 93]	Разведано, законсервировано
IV-3	2*	Лоушки ²⁾	К	[82, 93]	Разведано, законсервировано
IV-3	3	Лысяя Варака	К	[37]	Разведано, законсервировано
IV-3	6*	Полубояры ²⁾	К	[72, 82, 86]	Разведано, законсервировано
IV-3	9	Зеленый Бор	К	[37, 93]	Разведано, законсервировано
IV-4	2*	Постельное озеро ²⁾	К	[37, 80, 82]	Разведано, законсервировано
IV-4	3*	Лисий Бор	К	[37, 80]	Разведано, законсервировано
IV-4	5	Никонова Варака ²⁾	К	[37, 80, 82, 93]	Разведано, законсервировано
IV-4	7	Юл-озеро	К	[37, 80, 93]	Разведано, не эксплуатировалось
Строительные материалы					
<i>Магматические породы</i>					
<i>Гранит</i>					
I-2	10	Сопка Бунтина	К	[46]	Разведывается
II-1	2	Винча-2 ⁴⁾	К	[63, 79]	Эксплуатируется
II-1	3	Винча ⁴⁾	К	[63, 90]	Эксплуатируется
III-3	5	Шатков Бор ⁴⁾	К	[46, 63]	Эксплуатируется
IV-2	3	Калгувара	К	[46]	Разведывается
IV-3	7	Слюдозеро ⁴⁾	К	[46, 63]	Эксплуатируется
<i>Габбронорит, пироксенит</i>					
I-2	11	Нигрозеро ⁴⁾	К	[46, 63]	Эксплуатируется
III-3	7	Черная Салма ⁴⁾	К	[46, 63]	Эксплуатируется
III-3	9	Левин Бор ⁴⁾	К	[46, 63]	Эксплуатируется

Примечания. Месторождения с балансовыми запасами: 1) пегматита керамического, 2) мусковита, 3) кварца, 4) облицовочного камня; * – комплексные месторождения пегматитов и мусковита.

Список месторождений полезных ископаемых листа Q-36-XV, XVI Государственной геологической карты четвертичных образований Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Твердые горючие ископаемые					
<i>Торф</i>					
II-3	16	Участок Уракко	К		Законсервировано
III-2	5	Левдозеро	К		Законсервировано
III-3	25	Причупинское	К		Законсервировано
III-3	27	Болого №1	К		Законсервировано
IV-2	6	Еловое	К		Законсервировано
IV-2	7	Паново	К		Законсервировано
IV-2	8	Нижнее	К		Законсервировано
IV-2	10	Заднее	К		Законсервировано
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
<i>Глинистые породы</i>					
<i>Глины кирпичные</i>					
III-2	7	Чупинское	К		Законсервировано
III-3	30	Чупинское (Кирпичный завод)	К		Законсервировано, значительно выработано
<i>Обломочные породы</i>					
<i>Песчано-гравийный материал</i>					
I-2	15	Разъезд Узкий	К		Законсервировано
II-2	9	Полярный круг	К		Законсервировано
III-3	32	Плотина	К		Законсервировано
IV-1	6	Сосновское	К		Законсервировано
IV-2	11	Сосновский оз	К		Законсервировано
<i>Карбонатные породы</i>					
<i>Диатомит</i>					
IV-3	12	Вайвасозеро	К		Законсервировано
IV-3	13	Ряпуксозеро	К		Законсервировано

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ), шлиховых ореолов (ШО), ореолов распространения валунов (ВО) и геофизических аномалий (ГФА), показанных на карте полезных ископаемых и карте четвертичных образований листов Q-36-XV, XVI 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
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Твердые горючие ископаемые				
<i>Торф*</i>				
I-2	16	Разъезд Узкий	[59]	П. Низинное. В.т.з.- осок.
II-2	7	Разъезд Узкий	[59]	П. Низинное. В.т.з.- осок.
II-2	8	Ковда-Полярный круг VI	[59]	П. Низинное. В.т.з.-осок. R - 36, A - 11,6, Q - 5110. Пн. - малая
II-2	10	Ковда-Полярный круг VI	[59]	П. Низинное. В.т.з.-осок. R - 36, A - 11,6, Q - 5110. Пн. - малая
II-2	11	Ковда-Полярный круг VI	[59]	П. Низинное. В.т.з.-осок. R - 36, A - 11,6, Q - 5110. Пн. - малая
II-3	15	Нильмозерский мох	[59]	П. Низинное. R - 29, A - 3,4, Q - 5127. Пн. - большая
III-1	3	Болото за оз. Аштахма	[59]	П. Верховое и низинное. R - 5-30, ср. - 18
III-2	6	Ковда-Полярный круг VIII	[59]	П. Низинное. R - 29, A - 3,4, Q - 5127. Пн. - большая
III-2	8	Ковда-Полярный круг VIII	[59]	П. Низинное. R - 29, A - 3,4, Q - 5127. Пн. - большая
III-3	21	Болото №13	[59]	П. Низинное. В.т.-осок. R - 5-50, ср. - 20
III-3	22	У рудника Самойловичи	[59]	П. Верховое. Б.с.-пуш.-сфагн. R - мал.
III-3	23	Болото Вонючее	[59]	П. Низинное. В.т.-вахт., гипн. низ. R - 10-20, ср. - 17
III-3	24	Керетское	[59]	П. Низинное. R - 39, A - 5,7, Q - 5050. Пн. - большая
III-3	26	У станции Чупа	[59]	П. Низинное
III-3	28	Болото №2	[59]	П. Низинное. В.т.-осок.-вахт., древ.-хвош. R - 15-40, ср. - 24
III-3	29	Ковда-Полярный круг VII	[59]	П. Верховое, смешанное и низинное. R - 35, A - 7,2, Q - 4846. Пн. - большая
III-3	31	Ковда-Полярный круг VII	[59]	П. Верховое, смешанное и низинное. R - 35, A - 7,2, Q - 4846. Пн. - большая
III-3	33	Ковда-Полярный круг VII	[59]	П. Верховое, смешанное и низинное. R - 35, A - 7,2, Q - 4846. Пн. - большая
IV-1	4	Болото по р. Черной	[59]	П. Смешанное и низинное. В.т.-пуш.-сфагн., вахт.-осок. R - 5-30, ср. - 23
IV-1	5	Оз. Бол. Еловое	[59]	П. Болото переходного типа
IV-2	5	Полярный пионер	[59]	П. Низинное. R - ср.
IV-2	9	На 7 км дороги Лоухи-Кестеньга	[59]	П. Переходное
IV-3	10	Приозерное у пос. Лоухи	[59]	П. Низинное. В.т.-осок., сфагн.-осок. R - 5-30, ср. - 20
IV-3	11	Приозерное у пос. Лоухи	[59]	П. Низинное. В.т.-осок., сфагн.-осок. R - 5-30, ср. - 20
IV-3	14	Левушкино	[59]	П. Переходное
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
IV-2	2	Магнетитовая Варака	[37]	П. Магнетит в количестве до 25% в линзообразной залежи магнетит-грюнеритовых сланцев верхнеозерской свиты мощностью 25-35 м. По аэромагнитным данным прослеживается на 6-7 км

* Показаны на карте четвертичных образований.

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-3	3	о. Великий (мыс Подкорожный)	[36]	ПМ. Полосовидная неравномерная вкрапленность сульфидов в амфиболитах хетоламбинского подкомплекса и мигматитах по ним. Химическим анализом установлено присутствие меди и серебра
II-4	2	Медвежья губка	[67, 74]	П. Горизонты густовкрапленных сульфидных руд мощностью 0,4-0,8 м в метаанортозитах и гранатовых амфиболитах хетоламбинского подкомплекса. Содержание Cu>1%, Au - 0,06-0,56 г/т, Ag - 3-10 г/т
III-4	3	о. Медянка	[36]	ПМ. Неравномерная вкрапленность медного колчедана в маломощных кварцево-карбонатных жилах
<i>Свинец</i>				
IV-4	1	г. Постельная	[36]	ШО. Шесть шлиховых проб с редкими знаками галенита в ассоциации с молибденитом
IV-4	6	оз. Сонозеро	[36]	ШО. Четыре шлиховых пробы с единичными знаками пироморфита
IV-4	9	оз. Юлозеро	[36]	ШО. Три шлиха по берегам оз. Юлозера с единичными знаками пироморфита
<i>Вольфрам</i>				
II-2	5	ст. Полярный Круг	[37]	ШО. Пять шлихов с единичными знаками шеелита в ассоциации с монацитом, цирконом и рутилом
<i>Никель, медь</i>				
I-2	1	оз. Верховское-2	[91]	ПМ. Гнездовая вкрапленность сульфидов в приконтактных частях массива габбронорита куземского комплекса. Содержание Ni - 0,2%, Cu - 0,2%, Pt - 0,2 г/т, Pd - 0,2 г/т
I-2	3	Ругозерское-1	[91]	П. Зона сульфидизации висячем боку массива габброноритов куземского комплекса. Содержание Ni - 0,15-0,54%, Cu - 0,64%, Au - 1 г/т, Pt - 0,1 г/т, Pd - 0,6 г/т
I-2	5	Ругозерское-2	[91]	ПМ. Зона сульфидизации висячем контакте массива габброноритов куземского комплекса. Содержание Ni - 0,15%, Cu - 0,15%, Au - 0,3 г/т
I-2	6	Губа Ругозерская	[91]	ВО. Ореол рассеяния рудных валунов по берегам Ругозерской губы. Преобладают валуны габброноритов, гарцбургитов и троктолитов. Содержание металлов: Ni - 0,15-0,54%, Cu - 0,15-0,49%
II-4	1	Кивгубское	[61, 67, 74]	П. Прослой вкрапленных и массивных сульфидных руд в метагаббронортозитах хетоламбинского подкомплекса. Содержание Ni - 0,24-0,6%, Cu - 0,7-1,85%, Co - 0,12-0,56%, Au - 0,03-0,12 г/т
II-4	3	Хожаева губка	[67, 74]	ПМ. Горизонты густовкрапленных и прожилковых сульфидных руд мощностью 0,3-2,2 м. Содержание Ni - 0,2%, Cu - 0,02-0,04%, Ag - 1-2 г/т
II-4	4	п-ов Картеш (северо-восточная часть)	[67, 74]	П. Сульфидизированные прослой амфиболитов мощностью до 5 см в линзах и будинах амфиболитов в плагиогранитах котозерского подкомплекса. Содержание Cu - 0,3-0,8%, Ag - 1-10 г/т, Co - 0,05%
II-4	6	Губа Картеш	[67, 74]	П. Зоны сульфидизации и окварцевания мощностью 0,1-0,3 м в гранатовых амфиболитах хетоламбинского подкомплекса. Содержание Cu>1%, Bi - 0,11%, Mo>0,03%, Zn - 0,1%, Ag - 10-20 г/т, Au - 0,01-0,93 г/т
III-2	2	Котозеро	[37]	ПМ. Неравномерная сульфидная вкрапленность в зоне контакта гарцбургитов со шлирами габброноритов. Сульфиды представлены пирротиниом, пентландитом и халькопиритом. Содержание Ni - 0,045%
III-4	2	о. Кереть	[67]	ПМ. Горизонты вкрапленных и обильно вкрап-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				ленных сульфидных руд мощностью до 25 см в гранатовых амфиболитах хетоламбинского подкомплекса. Содержание Cu - 0,1%, Ag - 3 г/т, Au - 0,006 г/т
III-4	5	Климовское	[53, 54, 57]	П. Зоны сульфидизации и массивных руд (до 80% сульфидов) мощностью 5-15 м в ортоамфиболитах хетоламбинского подкомплекса. Прослежены скважинами по простиранию на 200 м, по падению на 120 м. Содержание Co - 0,2-0,1%, Ni - 0,1-1%, Cu - 0,1-0,6%, Ag - 0,3-15 г/т
<i>Молибден</i>				
III-4	1	о. Плоская луда	[36]	ПМ. Редкие скопления чешуек или хорошо образованные кристаллы молибденита размером 1-1,5 см в поперечнике в кварцевых и альбит-карбонат-кварцевых жилах позднекарельского прибрежного комплекса
<i>Мышьяк</i>				
II-1	1	г. Иванова	[20, 35]	ПМ. Зона сульфидной минерализации (сульфидов - 7-40%) мощностью до 80 м в амфиболитах челозерской свиты и метасоматитах по ним. Содержание As - до 0,5%
II-1	7	г. Винча-оз. Степаново	[58]	ВО. На площади 3x4 км в морене редкие валуны сланцев и метасоматитов по амфиболитам с вкрапленностью пирита, пирротина, арсенопирита и минералов сурьмы
Редкие металлы				
<i>Ниобий</i>				
IV-1	1	Еletzозерский массив (уч. Сузивара)	[3, 4]	П. В щелочных пегматитах четвертой фазы массива содержание Nb ₂ O ₅ , концентрирующегося в пирохлоре, от 0,1 до 0,56% (установлено в 35 жилах из 172 опробованных)
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-2	2	оз. Верховское-1	[91]	ПМ. Шесть кварцевых жил мощностью 0,1-1 м с сульфидной вкрапленностью, залегающие в амфиболитах хетоламбинского подкомплекса на площади 200x100 м. Содержание Au - 0,6 г/т, Ag - 1,5-15 г/т, Cu - 0,3%
I-2	4	Ругозерское-3	[91]	ПМ. Выход гранатовых амфиболитов хетоламбинского комплекса размером 25x5 м, окварцованных с согласными зонами сплошных сульфидов мощностью 30-40 см. Содержание Au - 0,1 г/т, Ag - 0,5 г/т, Ni - 0,06%, Co - 0,01%, Cu - 0,05%
I-3	5	Мыс Дальнокорожный (о. Великий)	[70]	ПМ. В ортоамфиболитах хетоламбинского подкомплекса зона вкрапленных сульфидных руд (15-20%) мощностью до 3,5 м и протяженностью несколько сот метров с согласными телами массивных колчеданных руд мощностью 0,2-2 м, протяженностью до 50 м. Содержание Au - до 1,52 г/т; по пробе сульфидного концентрата Ag - 23,2 г/т, Cu - 3,84 г/т
I-3	7	Мыс Киндо	[40]	ПМ. Серия кварц-карбонатных жил с сульфидной вкрапленностью в амфиболитах хетоламбинского подкомплекса. Содержание Au - 0,68 г/т, Pd - 0,45-0,53 г/т
II-1	4	Винча-2	[35, 77]	ПМ. Оруденение в сульфидно-кварцевых жилах, секущих кислые вулканиты хизоварской свиты в зоне контакта с массивом плагиомикроклиновых гранитов винговского комплекса. Мощность жил до 10 см. Содержание Au - до 1 г/т, Ag - до 15 г/т, Cu > 1%, Bi - 0,0015%
II-1	5	Южный склон г. Винча	[20, 35]	ПМ. На участке 500-200 м вкрапленно-прожилковое оруденение в амфибол-ставролит-кварцевых метасоматитах по основным вулканитам челозерской свиты на контактах с дайками риолитов. Содержание As - более 1%, Cu - 0,04-0,5%, Ag - 3-20 г/т, Au - 0,11-1,0 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
II-1	6	Винча-1	[35, 77]	ПМ. Зона прожилково-вкрапленной минерализации мощностью 10-40 м и прослой массивных пирит-арсенопиритовых руд мощностью 0,51 м в амфиболитах челозерской свиты. Содержание Au - 0,02-1 г/т, As - более 1%, Sb - более 1%, Bi - 0,005%, Ag - до 20 г/т
II-1	8	Уч. оз. Степаново-оз. Безымянное	[20, 35, 58]	ПМ. На участке 700x250 м серия линзовидных сульфидизированных прослоев в графитосодержащих гранат-серицит-кварцевых сланцах хизоварской свиты. Содержание сульфидов - от 10 до 70%; As - более 1%, Sb - 0,3%, Au - 0,02-0,55 г/т, Pb - 0,4%
II-1	9	Винча	[35, 77]	ПМ. Рассеянная вкрапленность сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит) в актинолит-тремолитовых сланцах (метакоматиитах) челозерской свиты. Содержание Au - 0,13-0,40 г/т, Cu - 0,01%, Co - 0,02%, Cr - 0,3%
III-1	1	Еловое-Северное	[20, 35, 58]	ПМ. Зона сульфидизации мощностью 0,4-1,0 м в кварцитсодержащих окварцованных гранат-амфибол-биотитовых сланцах хизоварской свиты. Содержание As - 0,03-2,19%, Cu - 0,2%, Ag - 1-2 г/т, Au - до 0,1-0,3 г/т
III-1	2	оз. Еловое	[35, 77]	ПМ. Серия субсогласных кварцевых жил в глиноземистых сланцах по кислым вулканитам хизоварской свиты. Содержание Au - 0,19-0,6 г/т, As - 0,6%, Bi - 0,02%
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Керамическое сырье				
<i>Пегматит керамический</i>				
I-2	8	Кумужьи Вараки	[37]	П. 12 пегматитовых жил, из них две наиболее крупные 110x6 и 150x60 м. Пегматит плагиоклазовый с блоками кварца и мусковитом
I-2	9	о. Высокий	[37]	П. Крупная жила 60x(20-50) м, полностью не оконтурена. Залегает в габброноритах и плагиомигматитах по амфиболитам. Строение жилы дифференцированное, преобладает крупноблоковый пегматит
I-2	12	Лапшагинское	[37]	П. 4 пегматитовые жилы плагио-микроклинового состава с биотитом. Не оконтурены, не опробованы
I-2	14	Черная речка (Кривая Варака)	[37]	П. Куст жил залегает в амфиболитах по гипербазитам и базитам серяжского комплекса. Жилы дифференцированные с блоками микроклина, кварца и чешуйками мусковита, не опробовано
I-3	1	Костылев мыс	[36]	П. Две пегматитовые жилы длиной 26 м, мощностью 5-6 м. Пегматит существенно микроклиновый с блоками кварца и микроклина. Не опробованы, не разведаны
I-3	6	Киндо мыс	[36]	П. Серия пегматитовых жил на площади около 1 км ² . Пегматит плагио-микроклиновый с крупноблоковым микроклином и кварцем. Не доразведано, законсервировано
I-3	8	Зеленый наволок	[36]	П. 3 пегматитовые жилы, длина - 30-70 м, мощность - 1,5-10 м. Пегматит с блоками микроклина, загрязнен биотитом. Не опробованы
I-3	10	Макалиха	[36]	П. 3 пегматитовые жилы, длина - 22-45 м, мощность - 8-13 м. Пегматит плагио-микроклиновый с блоками микроклина и кварца. Не изучены
II-3	2	Белый остров	[36]	П. Две пегматитовые жилы длиной 32-45 м, мощностью 2-6 м. Не изучены
II-3	4	Березовый остров	[36]	П. Три пегматитовые жилы длиной 30-50 м, мощностью 3-5 м. Не изучены
II-3	5	Вараноца-Варака	[36]	П. Куст пегматитовых жил меридионального простирания в амфиболитах хетоламбинского подкомплекса. Жилы зональные, плагио-микроклинового состава. Не разведано
II-3	7	Воробьево озеро	[36]	П. 30 пегматитовых жил, длина - 15-100 м, мощ-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				ность - 1-20 м. Пегматит загрязнен биотитом, жилы не изучены
III-2	1	Важецкий Бор	[37]	П. Серия дифференцированных жил плагио-микроклинового состава с крупными блоками микроклина. Залегают в плагиогранитах котозерского подкомплекса. Не доразведано
III-2	3	Жилы 1036 км	[37]	П. Куст дифференцированных жил с крупными блоками микроклина и кварцевой осью в плагиогранитах котозерского подкомплекса. Не доразведано
III-3	4	Бережное (Бережные озера)	[36]	П. Куст пегматитовых жил в плагиогранитах котозерского подкомплекса. Жилы существенно микроклинового состава. Содержание мусковита низкое, не разведано
III-3	6	Лампи-Варака	[36]	П. 4 пегматитовых жилы длиной 20-70 м, мощностью 1,5-6 м, залегающих в плагиогранитах котозерского подкомплекса. Частично оконтурены. Состав жил плагиомикроклиновый с блоками кварца
III-3	17	Кяба-Варака	[36]	П. Серия пегматитовых жил плагио-микроклинового состава в плагиогранитах котозерского подкомплекса. Длина жил - 30-110 м, мощность - до 8 м. Содержат гнезда мусковита и блоки микроклина и кварца. Не разведано
III-3	18	Плоский Бор	[36]	П. 45 пегматитовых жил плагио-микроклинового состава с крупными блоками кварца и микроклина. Длина жил - от 15 до 120 м, мощность - 1-10 м. Содержание мусковита низкое, на керамику не изучались
III-3	20	Юго-восточный берег озера Лоухское	[36]	П. Серия пегматитовых жил плагио-микроклинового состава с блоками кварца. Не разведано
IV-2	4	Плотичная Варака	[37]	П. 2 пегматитовые жилы размером 90x14 и 75x16,5 м. Пегматит плагиоклазовый с биотитом. Не оконтурены, не опробованы
IV-3	1	Слюдозеро	[36]	П. Пегматитовые жилы существенно микроклинового состава
IV-3	5	Куст жил 166 квартала	[36]	П. 8 пегматитовых жил существенно микроклинового состава с крупными блоками кварца и 3 кварцевые жилы. Не разведаны
IV-4	10	Бол. Воронское озеро (северо-западный берег)	[36]	П. Три жилы длиной 30-42 м, мощностью 2-10 м, существенно микроклинового состава, частично оконтурены и опробованы
<i>Нефелин</i>				
IV-1	2	Еletzозерский массив	[30, 50, 72]	П. В площади развития нефелиновых сиенитов четвертой фазы выделено несколько перспективных участков. На Северном и Южном участках по данным предварительных геолого-технологических исследований и бурения оценены залежи до глубины 100 м. Прогнозные ресурсы по категории P ₁ составляют 150 млн т
Абразивные материалы				
<i>Гранат</i>				
III-3	16	Западное	[50]	П. Гранат-альмандин в виде округлых зерен размером в среднем 5 мм в количестве от 5 до 30% в гранат-биотитовых и гранат-биотит-кианитовых гнейсах
Горнотехническое сырье				
<i>Асбест амфиболовый</i>				
I-3	4	о. Великий	[69]	ПМ. Антофиллит-асбестовая минерализация во внешней зоне измененных ультраосновных пород
III-3	15	Плотина	[69, 70]	ПМ. Антофиллит-асбестовая минерализация в двух телах измененных ультраосновных пород

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-4	4	Низовье р. Кереть	[69]	ПМ. Асбестоносные и антофиллитовые породы в периферийной части тел метапироксенитов, в валунах и обломках в морене
IV-4	4	оз. Ригач	[69]	ПМ. Бедная асбестовая минерализация во флогопит-карбонат-антофиллитовых породах внешней зоны метапироксенитов и в гигантозернистых амфиболитованных пироксенитах
<i>Мусковит</i>				
I-1	1	Мошинское	[37, 71]	П. 36 пегматитовых плагиомикроклиновых жил на площади 2 км ² . Длина жил - 100-300 м, средняя мощность - 2-5 м, реже - 8 м. Часть жил оконтурена и опробована. Установлена редкометалльно-мусковитовая минерализация. Ослюденение неравномерное - от 0 до 12 кг/м ³
II-1	10	Рябоварское	[37, 71]	П. 80 пегматитовых жил, 23 из них с мусковитом. Длина жил - 10-1300 м, мощность - 0,5-6 м. Жилы оконтурены, опробованы. Содержание мусковита - не более 2,5 кг/м ³ , качество низкое. Отмечается редкометалльная минерализация
II-2	3	Высота 65,2 (жила №1 развезда Узкого)	[37, 88]	П. Разведано, не эксплуатировалось
Поделочные камни				
<i>Беломорит</i>				
II-3	13	Хетоламбина	[60, 85]	П. Монолитные блоки иризирующего плагиоклаза размером до 1х1,2 м в пегматитовых жилах. Среднее содержание беломорита в жилах - 6%
IV-4	2	оз. Постельное	[60, 85]	ПМ. Монолитные блоки беломорита в 4 пегматитовых жилах
<i>Розовый кварц</i>				
IV-4	2	оз. Постельное	[60, 85]	ПМ. Розовый кварц в керамической пегматитовой жиле
IV-4	3	Лисий бор	[60, 85]	ПМ. Розовый кварц в керамической пегматитовой жиле
IV-4	8	Пиртозеро	[60, 85]	ПМ. Кусковой розовый кварц в количестве 25% в керамической пегматитовой жиле
<i>Корунд</i>				
II-3	14	Хитоостров	[60, 85]	ПМ. Кристаллы корунда розового с сиреневатым оттенком цвета до 1-1,5 см, реже - до 2,5 см в поперечнике и длиной 2-3 см в анортозитах на площади 50х80 м
III-3	13	оз. Варацкое	[60, 85]	ПМ. Кристаллы корунда розового с сиреневатым оттенком цвета до 1-2,5 см в поперечнике и 2-3 см в длину в ортоамфиболитах на площади 15х15 м
<i>Амфиболит</i>				
II-2	4	Дядина гора	[60, 85]	ПМ. Иризирующий куммингтонитовый амфиболит в зоне тектонического нарушения в габбронорите
III-3	7	Черная Салма	[60]	ПМ. Декоративный метасоматический порфиробластический амфиболит в зоне контакта габбронорита и пегматитовой жилы

Список скважин, показанных на геологической карте четвертичных образований

№ на карте	Характеристика объекта	Источник
1	Скважина гл. 5,0 м вскрывает осташковскую морену	С.Д. Бойко, 1985 (выс. 139,6)
2	Скважина гл. 14,0 м вскрывает осташковскую морену	В.С. Родионов, действ. объект СПРЭ (скв. 5)
3	Скважина гл. 8,1 м вскрывает морские глины голоценового возраста	Гидрогеологич. объект СПРЭ (Новый мех. цех, скв. 10)
4	Скважина гл. 11,5 м вскрывает осташковскую морену	В.С. Родионов, 1986 (скв. 2026)
5	Скважина гл. 6,5 м вскрывает осташковскую морену	Гидрогеологич. объект СПРЭ (Профилакторий)
6	Скважина гл. 4,8 м вскрывает осташковскую морену	С.И. Зак, 1957 (скв. 33)
7	Скважина гл. 6,3 м вскрывает осташковскую морену	С.И. Зак, 1957 (скв. 37)
8	Скважина гл. 19,0 м вскрывает флювиогляциальные и ледниковые отложения осташковского горизонта	Гидрогеологич. объект СПРЭ (пос. Сосновый)
9	Скважина гл. 8,6 м вскрывает осташковскую морену	Гидрогеологич. объект СПРЭ (АСК Лоухи)
10	Скважина гл. 6,0 м вскрывает озерные отложения голоценового возраста	Г.С. Биске, 1957
11	Скважина гл. 20,0 м вскрывает осташковскую морену	А.В. Петухов, 1988 (скв. 680)
12	Скважина гл. 25,0 м вскрывает флювиогляциальные отложения осташковского горизонта	С.Н. Ермакова, 1990 (скв. 24)

Сводная таблица балансовых запасов прогнозных ресурсов пегматитового сырья (листовой мусковит, полевошпатовое сырье, кварц кусковой и жильный)

№ на карте	Наименование месторождения	Категория	Запасы мусковита, т			Прогнозные ресурсы, т	Запасы керамического сырья, тыс. т			Прогнозные ресурсы, т	Запасы кварца кускового/жильного, тыс. т		
			Балан.	Забалан.	Утвержд.		Балан.	Забалан.	Утвержд. ГКЗ		Балан.	Забалан.	Утвержд. ГКЗ
III-3-14	Плотина	A+B+C ₁	5391		3385	P ₁ - 9500	4		5	P ₁ - 446	14,733/22,9		15,166/35,9
		C ₂	18335	2907	17559		206	4	37		30,259/196,7	1,994	61,592/201
III-3-2	Малиновая Варакка	A+B+C ₁	7638		8267	P ₁ - 13500 P ₂ - 8000	66		92	P ₁ - 193	80,851/1877,3		84,942/1002,3
		C ₂	14516	936	4556		37	1	13		29,678/207,1	0,582	19,847/207,1
III-3-5	Шатков Бор	A+B+C ₁	43	130	-	-	-	-	-	-	-	-	-
III-3-1	Екки-Варака Робакко-Варака	A+B+C ₁	75		152	-	-	-	-	-	-	-	-
		C ₂	204	32	102		-	-	-		-	-	-
II-2-1	Тэдино	A+B+C ₁	6566	170	2580	P ₁ - 14200 P ₂ - 9600	1	-	0,37	P ₁ - 53	3,651	-	3,693
		C ₂	4834		5567		-	-	-		38,83	-	28,193
II-2-6	Карельское	A+B+C ₁	596		1273	P ₁ - 900 P ₂ - 19500	-	-	0,38	-	0,779		-
		C ₂	676	2982	534		-	-	-		-	1,941	-
II-3-9	Станционное	A+B+C ₁	1923		3264	P ₁ - 1300 P ₂ - 7200	3	-	-	P ₁ - 8	1,497	-	1,497
		C ₂	1033	405	266		1	-	-		2,75	-	2,75
IV-3-1	Слюдозеро	C ₂	6484	-	61,41	P ₂ - 1000	-	-	-	-	140,83/661,9	-	111,16/661,9
II-4-5	Кривое озеро (Булка)	A+B+C ₁	1445	-	1445	-	-	-	-	-	-	-	-
		C ₂	206	-	206		-	1356	-		-	-	-
I-2-7	Нигрозерское	A+B+C ₁	334	-	119	-	-	-	-	-	-	-	-
		C ₂	126	6	119		-	-	-		-	-	-
IV-3-2	Лоушки	A+B+C ₁	357		101	-	-	-	-	-	-	-	-
		C ₂	238	329	127		-	-	-		-	-	-
IV-3-6	Полубоярское	A+B+C ₁	518	-	-	P ₁ - 800 P ₂ - 12600	-	-	-	-	-	-	-
		C ₂	314	-	-		-	-	-		-	-	-
IV-4-2	Постельное озеро	A+B+C ₁	83	-	83	-	-	-	-	P ₁ - 910	-	-	-
		C ₂	116	2038	116		-	-	-		-	-	-
IV-4-5	Никонова Варакка	A+B+C ₁	326		428	-	-	-	-	P ₁ - 22	-	-	-
		C ₂	224	644	335		-	-	-		-	-	-
II-3-10	Хетоламбина	A+B+C ₁	306		306	-	1114		1826	-	34,237		44,1
		C ₂	353	3640	353		549	3048	618		12,6	41,1	12,6
II-3-8	Уракко-озеро	A+B+C ₁	-	-	-	-	7150	1273	7213	P ₁ - 4570	-	-	-
III-3-8	Им. Чкалова	A+B+C ₁	651		319	-	505		862	P ₁ - 120	-	-	-
		C ₂	484	297	633		205	331	-		21	-	-
II-3-3	Блинковые Вараки	A+B+C ₁	-	-	-	-	10	-	-	P ₁ - 153	-	-	-

Окончание прил. 8

№ на карте	Наименование месторождения	Категория	Запасы мусковита, т			Прогнозные ресурсы, т	Запасы керамического сырья, тыс. т			Прогнозные ресурсы, т	Запасы кварца кускового/жильного, тыс. т		
			Балан.	Забалан.	Утвержд.		Балан.	Забалан.	Утвержд. ГКЗ		Балан.	Забалан.	Утвержд. ГКЗ
ИТОГО по категориям:		A+B+C ₁ C ₂	262300 481433	14516	21722 41181	P ₁ - 40200 P ₂ - 56900	8854 998	6009	10004 669	P ₁ - 6475	276,6/1840,2 268,1/1065,7	45,6	149,4/1938,2 236,1/1070
ВСЕГО запасов и прогнозных ресурсов:			743733	14516	63903	P ₁₊₂ - 97100	9852	6009	10673	P ₁ - 6475	544,7/2905,9	45,6	385,5/3008,2

Электронное научное издание

**Корсакова М. А.
Иванов Н. М.
Дударева Г. А.**

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000**

**Издание второе
Серия Карельская
Лист Q-36-XV, XVI (Лоухи)
Объяснительная записка**

Редактор, корректор *И. В. Котельникова*
Технический редактор, компьютерная верстка *Е. А. Поликова*

Подписано к использованию 25.12.2021. Тираж 50 дисков. Объем 310 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