

Министерство природных ресурсов РФ (МПР России)
Департамент природных ресурсов по Северо-Западному региону (СЗДПР)
Государственное геологическое предприятие «Севзапгеология»

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

Издание второе

Серия Карельская

Лист Q-36-XXI, XXII

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

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

Редакторы Ю.В.Миллер, В.Г.Легкова

Эксперты

Санкт-Петербург 2000 год

Аннотация

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Лист Q-36-XXI, XXII (Амбарный). Объяснительная записка. СПб, 2000, с.189. Библиогр. 111 назв. Ил.4. Табл.2. Прил.7.

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

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 строению четвертичного покрова, 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.

Оглавление

	Стр.
Введение	4
1. Геологическая изученность	7
2. Стратиграфия	16
3. Плутонические и метаморфические комплексы.	48
4. Тектоника	94
5. История геологического развития	108
6. Геоморфология	113
7. Полезные ископаемые	118
8. Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района	142
9. Гидрогеология	150
10. Эколого-геологическая обстановка	152
Заключение	154
Список литературы	158

Введение

Территория листа Q-36-XXI, XXII ограничена координатами 65°20' – 66°00' с.ш. и 32°00' – 34°00' в.д. По административному делению большая часть площади входит в состав Лоухского района и лишь незначительная юго-восточная относится к Кемскому району Республики Карелия.

Поверхность территории листов представляет собой грядово-холмистую равнину с выраженным наклоном в восточном направлении в сторону Белого моря. Большинство гряд и холмов сложены кристаллическими породами и, в основном, перекрыты мореной. По всей территории, особенно в южной части, наблюдаются друмлины. Аккумулятивные возвышенности, представленные моренными холмами, камами и озами, имеют ограниченное распространение. На большей части территории формы рельефа имеют выраженную широтную и северо-западную ориентировку. Наиболее высокие абсолютные отметки имеют вершины возвышенностей, расположенные в западной части территории. Это – горы Шаривара (218м), Рютинвара (194м), Пиртима (157м), Маймавара (155м) и ряд других.

Гидрографическая сеть принадлежит бассейну Белого моря и представлена небольшими реками, ручьями, многочисленными озерами. Реки и ручьи в большинстве являются протоками, соединяющими озера; они мелководные, нередко порожицы, со слабо выраженными долинами, низкими заболоченными берегами. Наиболее крупными являются реки Воньга и Кузема. Район изобилует озерами различной формы и размеров. Наиболее крупные озера – Топ-озеро, Кереть, Энгозеро, Верхнее и Нижнее Кумозеро, Поньгома 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.

Широко развиты болота, преимущественно верховые. Наиболее обширные расположены в юго-восточной части территории.

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

Главными путями сообщения являются Октябрьская железная дорога, шоссе Санкт-Петербург – Мурманск, а также ряд местных автомобильных дорог частью с автобусным сообщением, соединяющих населенные пункты, либо ведущие к участкам лесоразработок. На крайнем северо-западе проходит ветка железной дороги пос.Лоухи – пос.Пяозерский, используемая для грузоперевозок.

Населенные пункты расположены вдоль железной дороги – это поселки и железнодорожные станции Боярская, Амбарный и Энгозеро на крайнем северо-востоке территории. На северо-западной границе листа, в основном, за его пределами, расположен пос.Сосновый, связанный шоссейной и грузовой железной дорогой с районным центром Лоухи. Остальная площадь является практически не заселенной.

Единственная отрасль промышленности – лесная, а до недавнего времени и слабо развитая горнодобывающая по разработке месторождений керамических пегматитов. В северо-восточной части территории имеется несколько мелких законсервированных месторождений слюды-мусковита и керамического сырья, располагающихся в южной части Чупино-Лоухского горнодобывающего района Беломорской пегматитовой провинции. В настоящее время поиски, разведка и добыча этих видов минерального сырья прекращена из соображений экономической целесообразности, отсутствия спроса на листовую мусковит и ограниченного спроса на керамическое сырье. Имеется несколько карьеров песчано-гравийного материала, разрабатываемых для местных нужд.

Эколого-геологическую обстановку на территории листа можно оценить как благоприятную для 90% площади и удовлетворительную для 10% площади, примыкающей к железной дороге и трассе Санкт-Петербург – Мурманск.

Территория листа Q-36-XXI, XXII 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 долгоживущих разрывных нарушений. Обнаженность района средняя, наименьшая в юго-восточной части.

Геолого-геофизическая изученность площади вполне удовлетворительная. После составления Госгеолкарты-200 первого поколения /8,83/ незначительная часть территории была охвачена разного вида геолого-съёмочными работами м-ба 1:50000 – 1:200000 (ГС, ГДП, АФГК), научно-исследовательскими и тематическими работами различной целевой направленности. Проводились поисковые работы на слюду-мусковит, керамическое сырьё, кианит, облицовочные строительные материалы и некоторые другие виды рудных и нерудных полезных ископаемых. В настоящее время в пределах Тикшеозерского ЗКП начаты поисковые работы на золото.

Авторами комплекта листов ГГК-200 при участии Г.Ш.Мурадымова проведен значительный объем контрольно-редакционных маршрутов с целью решения дискуссионных вопросов, выявившихся в процессе изучения материалов предыдущих исследователей, увязки геологического строения территории с новыми геофизическими материалами, оценки проявлений вновь выявленных полезных ископаемых и изучения разреза четвертичных отложений и геоморфологических форм рельефа.

Геофизические карты на территории листа, составленные по результатам гравиметрической м-ба 1:200000 – 1:50000 и аэромагнитной м-ба 1:25000 съёмок, характеризуются высоким качеством и хорошей информативностью. Степень геологической дешифрируемости космо- и аэрофотоснимков, в целом слабая и неодинакова для разных геологических комплексов и участков территории. Во многом она определяется характером и интенсивностью наложенных процессов, затушевывающих первичные структурно-текстурные особенности пород.

В основу геологической карты и карты четвертичных отложений положены материалы всех геолого-съёмочных и поисковых работ, в значительной степени переинтерпретированные с

учетом результатов контрольно-редакционных маршрутов, новейших гравиметрической и аэромагнитной съемок и дешифрирования аэрофотоснимков. Все геологические материалы приведены в соответствие с Легендой Карельской серии листов Госгеолкарты-200 Российской Федерации 1998г. и дополнениями к ней и увязаны с Госгеолкартой-200 листа Q-36-XV, XVI /90/.

На карте полезных ископаемых показано современное состояние минерально-сырьевой базы территории, дано минерагеническое районирование, приведена оценка перспектив и прогнозных ресурсов района по состоянию на 01.01.2000г.

Картографические материалы на бумажных носителях распечатаны с цифровых моделей, созданных с авторских оригиналов карт в форматах Arc/Info в СЗЦ «Геоинформатика и мониторинг». Авторы цифровых моделей В.И.Мишин и Н.А.Букреева.

1. Геологическая изученность

На площадь листа Q-36-XXI, XXII имеется составленная в 1964 г. Госгеолкарта-200 первого поколения /8,83/, включающая изданные геологическую карту и карту полезных ископаемых и находящуюся в фондах СЗРФГИ объяснительную записку. В основу этих карт были положены материалы геолого-съёмочных работ м-ба 1:50 000 – 1:200 000, проведенных в 40^{ых} – начале 60^{ых} годов. Следует подчеркнуть, что к моменту их составления существовало несколько точек зрения на все аспекты геологического строения беломорид вообще и данной площади в частности. На Госгеолкарте-200 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 синклиниорием. Слагающие их образования в соответствии с действующей на тот период стратиграфической схемой и сводной легендой рассматривались как стратифицированные и подразделялись на четыре толщи раннеархейской беломорской серии (снизу вверх): гранито-гнейсовую керетьскую, гнейсо-амфиболитовую хетоламбинскую, глиноземистых гнейсов

лоухскую и сланцево-гнейсовую кандскую. Они занимали большую часть территории листа. Весьма незначительная роль отводилась нижнепротерозойским амфиболит-гнейсо-сланцевым образованиям тикшеозерской серии, локализующимся в западной части площади, а также развитым на крайнем юго-западе – среднепротерозойским осадкам и вулканитам тунгудско-надвоицкой серии и кварцито-песчаникам сегозерско-онежской серии. Интрузивные образования от ультраосновного до кислого состава подразделялись на ранне- и позднеархейские, ранне- и позднепротерозойские и протерозой-палеозойские. Одновременно другая группа геологов во главе с Е.П.Чуйкиной иначе трактовала тектоническое строение Западного Беломорья и стратиграфическую последовательность развитых здесь образований. Региональная структура рассматривалась ими как западное крыло Кандалакшского синклинория, имеющее моноклинальное строение, при этом площадь, расположенная севернее листа Q-36-XXI, XXII, рассматривалась как внутренняя зона геосинклинали, а территория листа Q-36-XXI, XXII как внешняя. Разрез внутренней зоны беломорид наращивался с запада на восток и подразделялся на пять архейских последовательно залегающих свит: западную, котозерскую, чупинскую, хетоламбинскую и керетьскую. Образования внешней зоны наращивали разрез внутренней зоны и относились к трем последовательно залегающим свитам: боярской амфиболит-гнейсовой, пиртозерской гнейсо-амфиболитовой и энгозерской амфиболит-гнейсовой. Кроме того в районе озер Хаттомозеро – Майозеро выделялся комплекс нижнепротерозойских стратифицируемых пород, параллелизуемых с осадочно-вулканогенными толщами г.Хизовара, Рябовара и др.

В 80^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 глиноземистых гнейсов и развитые на листе Q-36-XXII энгозерскую и пиртозерскую свиты.

В период, последовавший после составления Госгеолкарт-200 первого поколения и по настоящее время на рассматриваемой территории проводился широкий круг геолого-разведочных работ. Однако геологической съемкой была охвачена незначительная часть площади. На северо-западе /88/ и юго-западе /108/ проводились АФГК-50. В результате его составлены аэрофотогеологические карты и карты полезных ископаемых м-ба 1:50 000, на которых расчленение супракрустальных и интрузивных образований проведено в соответствии с утвержденными в 1967г. НРС ВСЕГЕИ «Сводными условными...» и принятой на то время геохронологической шкалой докембрия.

Геологическая съемка масштаба 1:50 000 охватила крайнюю северо-восточную часть листа Q-36-XXII /85/. Отчет по ней сопровождается картами м-ба 1:50000: геологической, четвертичных отложений и полезных ископаемых. ГДП-200 было проведено НПО «Аэрогеология» /84/. Составленная по результатам этих работ геологическая карта весьма схематична и не отвечает целому ряду требований, предъявляемых к картам, составленным по результатам этого вида работ, и практически не могла быть использована.

При проведении геолого-съёмочных работ масштаба 1:50000 карты четвертичных отложений составлялись не во всех случаях в результате чего ими обеспечены только 20% территории листа. В ходе геолого-съёмочных работ масштаба 1:100000 (Волотовская Н.А., 1940г., Карпинская Н.В., 1953г., Колесникова Р.Г., 1952г.) были составлены карты четвертичных образований, охватывающие 30% территории. На 25% территории имеются карты четвертичных отложений масштаба 1:200000 (Федченко В.В., 1947г., Макеенко Г.Г., 1946г.) Карта четвертичных отложений Карело-Кольского региона масштаба 1:500000 покрывает всю территорию листа.

Значительный объем геологических исследований приходится на научно-исследовательские и тематические работы различной целевой направленности. В разные годы разными исследователями составлялись сводные геологические карты м-ба 1:200000 и 1:50000, охватывающие всю площадь листа, либо его части и отражающие ту или иную авторскую концепцию на геологическое строение территории. Так Е.М.Михайлюк и др. /96/ была

составлена карта с дробным стратиграфическим расчленением беломорид и показом широкого развития образований тикшеозерской серии верхнего архея в западной части площади. На карте В.П. Проскурниной /104/ значительная часть беломорских образований отнесена к комплексу диоритов. М.Е.Салье /106/ в составе беломорского комплекса рассматривает только глиноземистые гнейсы чупинской свиты, а амфиболиты, амфиболсодержащие и биотитовые гнейсы относит к более молодому лопийско-хетоламбинскому комплексу. На карте К.А.Шуркина и др. /71/, охватывающей западную часть листа, показано широкое развитие бластомилонитов по породам беломорского комплекса и протерозойским чарнокитам, а вся территория трактовалась как область сочленения беломорид и карелид, контролируемая глубинным разломом.

В.С.Степановым на протяжении ряда лет изучались базит-ультрабазитовые интрузии Западного Беломорья /55,61/, которые на основе формационного анализа, структурных и петрологических данных расчленены им на пять разновозрастных комплексов – один архейский и четыре раннепротерозойских и дано детальное описание ряда типовых массивов.

Вопросам кислого магматизма, включая проблемы пегматитоносности, посвящен целый ряд работ ИГГД АН СССР, проводимых под руководством К.А.Шуркина /10,23,70/. 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 свекофеннские (PR_1^2). Установлена парагенетическая связь слюдоносных и керамических пегматитов со свекофеннскими анатектическими гранитами. Дана детальная геолого-петрологическая характеристика специфического для рассматриваемой площади комплекса чарнокитов.

Всестороннему геолого-геофизическому изучению как научными, так и производственными организациями, подвергся Елетьозерский массив ультрамафитов – щелочных габброидов – нефелиновых сиенитов /5,6,26/.

Значительное внимание в последние три десятилетия было уделено изучению метаморфизма пород беломорского и лопийского комплексов /1,7,13,14/. Результатом этих работ явилось осознание сложной полиметаморфической природы этих пород.

Исключительно важную роль с конца шестидесятых годов стали играть структурные исследования беломорских образований /1,11,15,33,62 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 и смежных с запада структур Карельского кратона рядом исследователей, в основном, академических институтов, привлекаются плейтктонические модели /1,14,27,32,51 и др./. 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 /32,33/ на основе проведенного ими детального структурного картирования опорных участков, была предложена модель покровно-складчатого строения Беломорского пояса. Выделяемые 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 Научного центра РАН на ряде участков Тикшеозерского ЗКП: в Хизоварской структуре /20/, в районе озер Хаттомозера, Майозера, Нижнего Кумозера, Поньгома /7,51,52/. Специально изучались метавулканиды р-на Вичан-Мундиннаволока /7,41,56/, в которых были обнаружены хорошо сохранившиеся первичные структуры и текстуры. Возраст этих пород трактовался либо

как отвечающий добеломорскому периоду развития земли /7/, либо как верхнеархейский – лопийский /41,47,56/.

Большой объем геолого-петрологических исследований в Северо-Западном Беломорье вообще и на площади листа Q-36-XXI, XXII в частности, посвященный проблеме слюдоносных пегматитов, выявлению закономерностей их пространственного размещения был выполнен сотрудниками ИГГД РАН, ВСЕГЕИ, института геологии Карельского НЦ РАН, геологами и геофизиками ПГО «Севзапгеология» /11,17,23,44,97,106/.

Геохронологическая изученность листа Q-36-XXI, XXII недостаточная: изохронными определениями возраста охарактеризовано не более 10% подразделений, выделенных на составленной Госгеолкарте-200. Имеющиеся определения возраста (главным образом U-Pb методом по цирконам), укладываемые в три интервала (2800-2850, 2720-2750 и 2340-2430 млн.лет) соответствуют двум позднеархейским и раннепротерозойскому – сумийскому этапам тектонического развития территории.

Поисковая изученность территории листов весьма неравномерна. Принадлежность к крупнейшей в стране слюдоносной провинции обусловила полноценную изученность площадей, перспективных на мусковит и керамическое сырье в масштабе от 1:50000 до 1:1000. В 1939 г. было открыто Хизоварское кианитовое месторождение (81). В период с 1940 по 1952 г.г. проводилась детальная разведка, подсчет запасов и технологические испытания кианитового сырья. Месторождение находится на государственном балансе, но промышленной добычи руд не проводилось. Начиная с 1976 г. Институтом геологии КНЦ РАН на месторождении проводятся тематические геолого-технологические исследования по использованию кианитового сырья /64,72/.

Систематического изучения площади на металлические полезные ископаемые практически не проводилось. В ходе общих поисков при проведении АФГК-50 Восточно-Карельской СФЗ /108/ в юго-западной части листа было выявлено перспективное рудопроявление золота – Дмитрия. Золотоносная зона не оконтурена ни по простиранию, ни по мощности. Детальных работ на проявлении до настоящего времени не проводилось.

В районе Хизоварского месторождения и на мысе Вичаны озера Кереть при проведении научно-исследовательских работ Институтом геологии КНЦ РАН в вулканогенно-осадочных породах Тикшеозерского ЗКП был выявлен ряд пунктов минерализации с содержанием золота до 0,6 г/т. В 1995-97гг. Северной ГРЭ в пределах центральной части Тикшеозерского ЗКП были проведены поиски золота по вторичным ореолам рассеяния. По их результатам на западном берегу оз.Кереть оконтурен перспективный участок Рухнаволок, на котором в настоящее время проводятся поисковые работы на золото в масштабе 1:10000.

В 1997-98гг. в рамках выполнения первого этапа программы «Золото Карелии» Карельской экспедицией /94,95/ были составлены регистрационная карта золотоносности и шлихо-геохимическая карта Карелии масштаба 1:500000. На основе предварительного анализа единичных рудопоявлений, точек минерализации и точечных вторичных геохимических аномалий площадь листов Q-36-XXI, XXII отнесена к территориям с неясными перспективами золотоносности.

В 1991 г. в ходе научно-исследовательских работ Института геологии КНЦ РАН /53,57/ в породах Палоярвинского массива (восточный берег оз.Кереть) были выявлены повышенные концентрации титана, ванадия, ЭПГ и золота. Выявлено 9 рудных тел на площади 1,5 кв.км. Поисковых работ на участке не проводилось.

В последнее десятилетие в районе интенсифицировались поисковые и поисково-оценочные работы по выявлению месторождений облицовочного камня. Работами Северной экспедиции /86/ с учетом рекомендаций Института геологии КНЦ РАН выявлены 2 месторождения с подсчетом запасов по категории C_2 и 10 перспективных участков с оценкой прогнозных ресурсов по категории P_1 .

Геофизическая изученность территории листа Q-36-XXI, XXII удовлетворительная (рис. 1.1, 1.2, приложение 1). Примерно 40% площади изучено современной АГСМ съемкой м-ба 1:25000, вся остальная – аэромагнитной съемкой с γ -каналом. Гравиметрическая съемка м-ба 1:200000 проведена на всей территории листа и примерно на 30% - м-ба 1:50000. Все гравиметрические карты составлены по единой методике от единого уровня и поистине все съемки

увязаны между собой. Северо-восточная часть листа входит в сводную карту изолиний Δg м-ба 1:100000, составленную Т.В.Валовой. В процессе работы по составлению Госгеолкарты-200 второго поколения ведущим геофизиком Д.Н.Дмитриевым был подготовлен ряд обновленных сводных геофизических карт м-ба 1:200000 на всю территорию листа Q-36-XXI, XXII: карта изолиний магнитного поля ΔT ; карта аномалий силы тяжести Δg ; карта локальных магнитных аномалий ΔT ; карты 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 листа обеспечена дистанционной основой ГК-200 по материалам космических снимков, а также более детальными м-ба 1:50000 – 1:33000 фотоснимками и фотосхемами на большую часть площади. Дешифрирование осуществлялось исполнителями работ.

К моменту составления Госгеолкарт-200 листов Q-36-XXI, XXII 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 толщи, традиционно выделявшиеся как первично вулканогенно-осадочные, в действительности сложены преимущественно метаинтрузивными и ультраметагенными образованиями /7, 87, 90, 97 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 интрузивных 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 350 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-XXI, XXII, 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-XXI, XXII 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 центральной части территории выделяется Тикшеозерский зеленокаменный пояс, предположительно проторифтогенной природы, образовавшийся в позднеархейское время на континентальной коре Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса.

Составленная Госгеолкарта-200 листа Q-36-XXI, XXII полностью увязана со смежным с севера листом Q-36-XV, XVI (Корсакова и др., 1999) и лишь в самых общих чертах со смежными с запада, юга и востока листами, поскольку последние выполнены в старых стратиграфических схемах и по детальности расчленения не соответствуют современному уровню изученности.

2. Стратиграфия

На большей части территории листа Q-36-XXI, XXII развиты архейские и протерозойские не стратифицируемые образования – породы беломорского плутоно-метаморфического комплекса и разновозрастные ультраметаморфогенные и интрузивные породы кислого, среднего, основного и ультраосновного состава.

Стратиграфические образования, занимающие около 35-40% площади листа, в основном, представлены регионально метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами верхнего архея и в небольшом объеме – терригенными и осадочно-вулканогенными породами нижнего протерозоя.

Верхнеархейские породы развиты в пределах Тикшеозерского ЗКП, в юго-восточном замыкании Лоухского прогиба и в ряде небольших локальных структур Беломорского подвижного пояса и Пяозерского выступа фундамента. Они представлены различными по составу гнейсами, сланцами и амфиболитами, реже кристаллосланцами, зачастую сохраняющими реликтовые признаки первичных осадочных и вулканогенных пород. На

основании особенностей разреза и данных изотопного возраста эти образования относятся к нижнему лопию.

Нижнекарельские образования, представленные сумийским, сариолийским и ятулийским надгоризонтами, развиты весьма ограниченно в юго-западной части листа, а также слагают небольшую вулкано-плутоническую структуру в ассоциации с чарнокитами Вичанского массива на мысах Вичаны и Мундиннаволок озера Кереть. Они представлены сланцами, кварцитами, реже конгломератами и огенными породами основного, кислого, иногда среднего состава.

Коренные породы на значительной части территории перекрыты маломощным, прерывистым чехлом верхнечетвертичных и голоценовых отложений.

Верхний архей.

Нижний лопий

Лоухская толща (LP₁lh)

Образования лоухской толщи развиты в пределах Беломорского подвижного пояса. На площади листа Q-36-XXI,XXII ими выполнен ряд синформных веерообразно расположенных структур, тяготеющих к северной его части и несколько разрозненных структур: Заячьего озера, Варягозерскую, Гагаринскую, а также мелкие эрозионные останцы в юго-восточной части листа. В целом по сравнению со смежным с севера листом Q-36-XV, XVI лоухская толща имеет здесь более ограниченное развитие.

Объем рассматриваемого стратиграфического подразделения соответствует лоухской толще беломорской серии, выделенной на Госгеолкарте-200 первого поколения /8, 88/, или чупинской свите, выделенной Е.П.Чуйкиной в ходе геолого-съёмочных работ масштаба 1:50000 /109/. Последнее название широко используется во многих научно-исследовательских работах

Лоухская толща в связи с её продуктивностью на промышленные мусковитовые пегматиты на всей площади листа изучена весьма детально: все участки её развития покрыты геологической съёмкой м-ба 1:50000 – 1:10000, аэромагнитной съёмкой м-ба 1:50000 – 1:25000 и гравиметрической съёмкой м-ба 1:50000 – 1:200000. Кроме того в разные годы на площади

развития толщи проводились специализированные структурно-петрологические, литолого-стратиграфические и изотопно-геохронологические исследования образований этого подразделения.

Строение лоухской толщи в пределах листа устанавливается как по естественным обнажениям, так и по ряду скважин и горных выработок, пройденных на месторождениях и перспективных участках. Нижняя граница толщи с подстилающими её 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 с их совместной складчатостью в течение нескольких этапов деформаций. Базальные образования толщи не установлены. Верхняя граница лоухской толщи неизвестна, так как не сохранились перекрывающие её породы. Мощность толщи по геолого-геофизическим данным в северной части Лоухского прогиба около 800 м, в мелких структурах – не более 200 м.

Толща сложена, в основном, глиноземистыми гранат-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми, двуслюдяными, мусковитовыми и биотитовыми гнейсами, переслаивающимися между собой. Мощность прослоев различного состава колеблется от нескольких сантиметров до первых метров. Изредка мощность отдельных горизонтов достигает десятков метров.

Наиболее распространенными являются средне-крупночешуйчатые разновидности глиноземистых гнейсов ржаво-бурой окраски с четко выраженной мигматитовой полосчатостью, реже – порфиробластические очковые или «свилеватые». В крупночешуйчатых гнейсах местами присутствует графит. Двуслюдяные и мусковитовые гранатсодержащие гнейсы преимущественно приурочены к участкам интенсивной мигматизации и тектонически активным зонам и рассматриваются как бластомилониты (диафториты) по гранат-биотитовым и кианит-гранат-биотитовым гнейсам. В районе озер Боярского и Энгозера в разрезе толщи отмечаются разновидности с реликтовой слоисто-ритмичной текстурой, имеющей двухчленное строение, обусловленное чередованием тонко-среднезернистых очень слабо огнейсованных маломощных (8-15 см) прослоев меланократовых

гнейсов, обогащенных биотитом, гранатом, сульфидами и графитом, и лейкократовых гнейсов с повышенным содержанием кварца.

В пределах мульды оз. Заячье встречены тонкозернистые, плотные, существенно кварцевые, сланцеватые гранато-биотитовые гнейсы, напоминающие так называемые «сухари», выделяемые в разрезе толщи на листе Q-36-XVI. Породы слабо мигматизированы и резко отличаются от основной массы пород лоухской толщи. По всей вероятности, они представляют реликтовые участки первичных пород толщи в минимальной степени переработанные наложенными процессами. Не исключено, что часть из них может иметь первичную вулканогенную природу /34/.

Микроструктуры гнейсов гранобластические, порфиробластические, местами в зонах обогащения слюдой – лепидобластические. Границы между разновидностями гнейсов постепенные, отражающие, с одной стороны, те метаморфические преобразования, которые претерпели породы, а с другой – возможно, первичные литологические и фациальные особенности разреза.

Породы толщи повсеместно подверглись мигматизации, интенсивность которой варьирует от средней до слабой на отдельных участках. Преобладает послойная мигматизация, реже встречаются ветвистые мигматиты и порфиробластез. Состав инъекционного материала, в основном, плагиогранитный и только в локальных приразломных зонах отмечается интенсивная мигматизация плагиомикроклиновыми и микроклиновыми гранитами с образованием тонкополосчатых, реже – тневых мигматитов.

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 $T = 655^{\circ}$ и $P = 9,5$ кбар /7/ 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 породообразующих минералов при сохранении основного парагенезиса.

Плотность пород лоухской толщи довольно высокая и колеблется в пределах 2,70-2,80 г/см³, однако только в случае залегания её на плагиогранитоидах котозерского подкомплекса она характеризуется слабо положительными локальными гравиметрическими аномалиями линейной и серповидной формы, а при залегании на хетоламбинских ортоамфиболитах индивидуальных аномалий породы толщи не образуют. На карте ΔT ей соответствуют слабо положительные или слабо отрицательные поля, обусловленные низкой в пределах $0-65 \cdot 10^{-6}$ СГС магнитной восприимчивостью гнейсов.

На МАКС лоухская толща не имеет четкого выражения. Отдельным её участкам соответствует более светлый фототон с мелкопятнистым рисунком. На других участках структурный рисунок и фототон серого и темносерого цвета не отличим от подстилающих пород беломорского комплекса.

В результате специализированных детальных литологических исследований последних лет /35/ было установлено, что метаморфические породы лоухской толщи образовались по слабодифференцированным 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 размыву подвергались образования хетоламбинского гнейсо-амфиболитового и котозерского мигматит-плагиогранитового подкомплексов беломорского комплекса, размыв которых и обеспечил указанный выше первоначальный состав лоухской толщи /25/.

Характерной особенностью лоухских гнейсов является высокое, несвойственное породам подобного петрохимического состава, содержание Cr, Ni, V, Cu и Co /40/. 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 /61/. Приведенные факты могут рассматриваться как дополнительное косвенное доказательство более позднего возраста лоухской толщи по отношению к беломорскому плутоно-метаморфическому комплексу, являющемуся для неё фундаментом. Структурная позиция лоухской толщи, залегающей с несогласием на беломорском фундаменте, её терригенная природа и автономность внутреннего строения позволили выделить толщу глиноземистых гнейсов из состава саамско-лопийского беломорского комплекса, отнести её к нижнелопийским стратиграфическим образованиям и скоррелировать с базальной для лопия карельского кратона гнейсо-сланцевой толщей.

Проведенные в последние годы Е.В.Бибиковой изотопные исследования пород лоухской толщи U-Pb методом по циркону в районе Тупой губы озера Ковдозеро (устное сообщение) показали наличие в гнейсах нескольких генераций цирконов, дающих различные возраста. Самый древний (детритовый) циркон показал возраста 3,2-3,0-2,9 млрд.лет, что предположительно характеризует возраст пород области сноса. Цирконы с возрастом 2820 ± 14 млн.лет фиксируют время первого метаморфизма пород, измененных в амфиболитовой фации умеренных давлений. Возраст проявления гранулитового метаморфизма определяется равным 2710 ± 15 млн.лет. Цирконы с возрастом 2615 ± 15 млн.лет показывают время позднелопийской мигматизации пород лоухской толщи. Самые молодые цирконы с возрастом 1875 ± 5 млн.лет характеризуют время проявления свекофеннской активизации и внедрения пегматитовых жил.

Исходя из последовательности процессов, установленной по возрасту цирконов, можно предположить время образования первичных пород лоухской толщи в интервале 3.0-2,85 млрд.лет.

Тикшеозерская серия

Верхнеархейские метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования, выделяемые в составе тикшеозерской серии лопия, локализуются, в основном, в пределах Тикшеозерского зеленокаменного пояса. Полоса пород тикшеозерской серии протягивается в центральной части листа Q-36-XXI, XXII от оз.Верхнее на севере до южной рамки листа в районе оз.Поньгома и продолжается как в южном, так и в северном направлении на территории смежных листов. При

общем субмеридиональном простирании зеленокаменный пояс имеет сильно изрезанные, извилистые границы с запада и востока, что обусловлено, с одной стороны интенсивной гранитизацией пород ЗКП позднелопийскими гранитоидами, с другой стороны – различной глубиной эрозионного среза. За пределами современных границ тикшеозерского ЗКП в юго-западной и западной частях листа установлены только образования гнейсо-сланцевой толщи нижнего лопия, крупные ксенолиты амфиболитов по вулканитам Тикшеозерской серии среди позднелопийских гранитов тодозерского комплекса и эрозионные останцы тех же амфиболитов среди мигматит-гранитов кестеньгского комплекса. Приведенные факты, вероятно, могут служить косвенным свидетельством того, что площадь зеленокаменного пояса в период его становления значительно превышала ту, которая сохранилась на современном эрозионном срезе.

На Госгеолкарте-200 первого поколения /8, 83/ эти образования также относились к тикшеозерской серии, подразделяемой на три свиты: верхнеозерскую, хизоварскую и тиреламбинскую, предположительно осадочно-вулканогенной природы. Породы серии выделялись на ограниченной площади около 150-170 кв.км и охватывали участки, прилегающие к Хизоварскому месторождению кианита от юго-западного берега оз.Верхнего до широты р.Травяная. Единичные мелкие линзы глиноземистых пород хизоварской свиты выделялись среди пород хетоламбинской толщи вдоль западного берега оз.Кереть. Небольшая линза сланцеватых амфиболитов на западном берегу оз.Поньгома у южной рамки листа была отнесена к гимольско-парандовской серии.

В результате проведенных авторами редакционно-увязочных маршрутов и научно-исследовательских работ Института геологии КНЦ РАН /20,22,42,46,47,48,49,52/ был уточнен разрез тикшеозерской серии, объем, площадное распространение и границы входящих в неё свит. Площадь, занимаемая породами тикшеозерской серии расширилась примерно до 1600 кв.км за счет выявления среди пород, относимых ранее к хетоламбинской и лоухской толщам беломорской серии, амфиболитов и глиноземистых сланцев с хорошо сохранившимися реликтами первичных текстур и структур осадочно-вулканогенных пород, структурно и

фациально представляющих единое целое с выделенными ранее лопийскими породами. Изученные разрезы показали вполне удовлетворительную корреляцию их с разрезами контоксской и хаутаварской серий лопия Центральной и Западной Карелии. Снизу вверх в составе тикшеозерской серии выделяются: гнейсо-сланцевая толща, верхнеозерская (коматиит-андезит-базальтовая), хизоварская (дацит-риолитовая с осадками) и челозерская (базальтовая) свиты.

Общая мощность тикшеозерской серии по совокупности геолого-гравиметрических данных составляет около 2,5-3,0 км в пределах Хизоварской структуры, уменьшаясь до 800 м, а местами, возможно, и до 200-300 м в южной, наиболее эродированной части ЗКП.

Характерной особенностью пород, слагающих Тикшеозерский ЗКП, отличающей их от пород большинства зеленокаменных поясов Карелии, является более высокая степень метаморфизма – преимущественно амфиболитовой, реже эпидот-амфиболитовой фации, при крайне ограниченном развитии пород зеленосланцевой фации метаморфизма.

Гнейсо-сланцевая толща (LP_{1gs}).

Образования, относимые к гнейсо-сланцевой толще нижнего лопия, развиты исключительно в пределах Карельской гранит-зеленокаменной области и локализуются в юго-западной части листа в районе южного берега оз.Топозеро, по южному берегу оз.Верхнее Кумозеро и по северному и западному берегам оз.Поньгома.

На Госгеолкарте-200 первого поколения /8/ они относились к лоухской толще или к кандским гнейсам беломорской серии и к нерасчлененным архей-нижнепротерозойским гнейсам и плагиосланцам. Материалы проведенных авторами редакционно-увязочных маршрутов и анализ результатов геологических съёмок и научно-исследовательских работ /52,108/ показали, что упомянутые выше образования по составу и положению в разрезе сопоставляются с гнейсо-сланцевыми толщами, залегающими в основании разреза ряда зеленокаменных поясов центральной и южной Карелии.

Среди пород толщи преобладают мелко-среднезернистые биотитовые, эпидот-биотитовые, гранат-биотитовые и кианит-ставролит-биотитовые плагиосланцы и гнейсы. Подчиненную роль

играют амфибол-биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные сланцы и пластовые тела сланцеватых амфиболитов. Изредка встречаются маломощные пласты и линзы крупночешуйчатых кианит- и ставролитсодержащих гнейсов. В районе озера Топорного среди гнейсо-сланцев отмечены маломощные (до 0,5 м) согласные прослои тонко- мелкозернистых, существенно полевошпатовых пород с мелкими порфиробластами, вероятно, вторичного мусковита. Структура пород преимущественно порфиробластическая с гранобластической и лепидобластической основной массой. Породы в целом незначительно мигматизированы и только в юго-западной части листа на границе Северо-Карельской и Восточно-Карельской СФЗ в зоне, ограниченной глубинными разломами отмечаются интенсивная мигматизация, катаклаз, рассланцевание и дробление пород, а также широкое развитие процессов щелочного и кварцевого метасоматоза.

Мощность гнейсо-сланцевой толщи не установлена, т.к. границы её с окружающими породами, либо тектонические, либо в большинстве случаев затушеваны процессами позднелопийской гранитизации. И только на западном и восточном берегах оз.Поньгома установлено их залегание на гнейсоплагиогранитах кестеньгского комплекса. Нижняя граница в целом тектонизирована и подверглась процессам поздней гранитизации. Учитывая довольно близкий вещественный состав пород фундамента и гнейсосланцевой толщи, характер перехода между ними устанавливается с трудом и, вероятно, является постепенным на довольно широком интервале. Верхняя граница с вулканогенными образованиями верхнеозерской свиты проводится по резкой смене лейкократовых гнейсо-сланцев амфиболитами с реликтами агломератовых текстур. Ориентировочная мощность гнейсосланцевой толщи изменяется, вероятно, в пределах 100-500 м и только в тектоническом блоке на границе с Восточно-Карельской СФЗ может превышать 1000 м. Ни в физических полях, ни на МАКС толща не имеет индивидуального выражения.

В целом следует отметить определенную условность в выделении гнейсосланцевой толщи. Практически на всей площади её распространения отсутствует кондиционная геологическая съемка м-ба 1:50000, описание послойных разрезов и границ с подстилающими и

перекрывающими породами. Исходя из этого можно предположить, что при дальнейшем проведении детальных работ с применением современной методики реконструкции первичной природы пород из разреза толщи могут быть выделены породы, сопоставимые с образованиями верхнеозерской или хизоварской свит.

Верхнеозерская свита (LP_{1vrh}).

Породы верхнеозерской свиты имеют наибольшее площадное распространение среди пород тикшеозерской серии и прослеживаются с небольшими перерывами от северной до южной границы планшета. Они слагают нижние горизонты лопия в Хизоварско-Пиртозерской подзоне развития вулканов центрального типа и в большинстве купольных структур Керетьско-Поньгомской подзоны Тикшеозерского ЗКП.

Для Северо-Карельской СФЗ верхнеозерская свита является стратотипом нижней вулканогенной коматиит-базальтовой части разреза нижнего лопия /90/. Впервые верхнеозерская свита была выделена Н.А.Волотовской на Госгеолкарте-200 первого поколения на листе Q-36-XXI, XXII /8/ на ограниченной площади в районе западного и южного берега оз.Верхнее как нижняя амфиболитовая часть разреза нижнего протерозоя. Впоследствии специалистами ГПП «Севзапгеология» М.А.Корсаковой, Н.М.Ивановым, Г.Ш.Мурадымовым. При изучении разрезов зеленокаменных поясов /87/ и в ходе проведения контрольно-редакционных маршрутов при составлении Госгеолкарты-200 листа Q-36-XXI, XXII за пределами стратиграфической местности в амфиболитах районов западного берега оз.Кереть, Северного Хаттомозера и к востоку от оз.Поньгома, относимых Н.А.Волотовской /8/ к хетоламбинской толще беломорской серии, были выявлены первичные текстуры вулканогенных пород – шаровые лавы, агломератовые туфы и горизонты туфогенно-осадочных пород, что позволило значительно расширить площадь распространения пород верхнеозерской свиты. Детальное изучение разрезов свиты, особенности химизма и изотопно-геохронологические определения возраста пород были выполнены на разных участках площади ЗКП специалистами Института геологии КНЦ РАН Ю.И.Сыстрой, В.В. Щипцовым /64/, В.Н.Кожевниковым /20,22/, А.И.Слабуновым /48,49,50/ и другими.

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

Породы верхнеозерской свиты залегают, в основном, на интенсивно мигматизированных плагиогранитах и гнейсоплагиогранитах саамско-лопийского кестеньгского мигматит-плагиогранитового комплекса, а в восточном борту зеленокаменного пояса в районе озер Майозеро и Нижнее Кумозеро – на ортоамфиболитах и мигматит-плагиогранитах беломорского плутоно-метаморфического комплекса. И только в пределах Поньгомской синформы установлено залегание пород свиты на базальной для тикшеозерской серии гнейсо-сланцевой толще. Контакты с подстилающими породами обычно тектонизированы и подверглись поздней гранитизации. Гнейсовидность в гнейсоплагиогранитах фундамента и амфиболитах свиты, как правило, конформны, а приконтактные зоны амфиболитов насыщены жилами позднелопийских гранитоидов. Аналогичные соотношения нижнелопийских пород с гранитоидами фундамента устанавливаются в большинстве зеленокаменных поясов Карелии и Финляндии.

Граница верхнеозерской свиты с перекрывающей её хизоварской свитой характеризуется разрезом на южном берегу оз.Верхнего, где между ними установлено стратиграфическое несогласие. Оно документируется зоной дезинтеграции и корой выветривания на андезитах, завершающих разрез верхнеозерской свиты и перекрывающим её базальным горизонтом хизоварской свиты, представленным кварцевыми конгломератами и пачкой высокозрелых гравелитов и кварцитов /22/.

Видимая мощность верхнеозерской свиты в наиболее полных разрезах в пределах Хизоварско-Пиртозерской палеовулканической подзоны превышает 1500 м, а в Керетьско-Поньгомской подзоне купольных структур варьирует от 150 до 500м.

Состав пород и характер разреза в пределах названных подзон имеют свои особенности.

Стратотипический разрез свиты, изученный Н.А.Волотовской в районе западного и южного берега оз.Верхнего /83/, приводится по результатам более детальных работ последнего десятилетия, проведенных специалистами Института геологии КНЦ РАН в районе выделения стратотипа /20,22,46/, и с учетом данных контрольно-редакционных маршрутов авторов листа.

В основании разреза залегает толща переслаивания лав и туфов, представленная афанитовыми, частью амфиболизированными и хлоритизированными серпентинитами, сланцеватыми амфиболитами с прослоями карбонат-актинолит-хлоритовых и куммингтонит-антофиллитовых сланцев. По всему разрезу отмечаются реликтовые текстуры шаровых лав, лавобрекчий, агломератовых и слоистых туфов, спинифекс-структуры. Мощность лавовых потоков колеблется от 3 до 8 м, туфогенных прослоев – 0,5-2,5 м. Общая мощность коматиитовой части разреза около 350 м. По химическому составу породы варьируют от базальтовых и пироксенитовых до перидотитовых коматиитов.

Толща метакоматиитов вверх по разрезу постепенно сменяется метабазами толеитовой серии. За пределами стратотипического разреза метабазальты в большинстве случаев, залегают непосредственно на гнейсоплагиогранитах кестеньгского мигматит-плагиогранитового комплекса. Они представлены гранатовыми, гранат-полевошпатовыми, диопсид-гранатовыми и другими разновидностями амфиболитов, часто скаполитсодержащими, чередующимися в разрезе с гранат-эпидот-роговообманковыми, гранат-цоизит-пироксеновыми, скаполит-цоизит-пироксен-амфиболовыми и другими кристаллосланцами, в ряде случаев хлоритизированными и карбонатизированными. В разных частях разреза устанавливаются первичные вулканические текстуры; шаровые лавы, брекчированные и пенистые кровельные части покровов и межпотоковые слоистые туфогенные горизонты, имеющие резко подчиненное значение. Мощность отдельных потоков изменяется от 1-1,5 м до 10 и реже более метров. Туфогенные прослои имеют мощность 0,2-1,5 метра. По химическому составу породы отвечают толеитовым базальтам, реже андезитобазальтам. В верхней части разреза встречаются покровы, по химизму соответствующие коматиитовым базальтам. Мощность пачки толеитовых метабазальтов

изменяется от 300 до 500 м, а на участках предполагаемых палеовулканических центров, вероятно, превышает 1000 м.

Без четко наблюдаемой границы толеитовые metabазальты переходят в толщу серовато-черных ферробазальтов, представленных гранат-амфибол-плагиоклазовыми и эпидот-хлорит-куммингтонитовыми кристаллосланцами. Первичные текстуры в этой части разреза встречаются крайне редко и только на отдельных участках устанавливаются признаки потокового строения. Толща ферробазальтов выделяется, в основном, по химизму и отличается от нижележащих metabазальтов пониженным содержанием SiO_2 и высоким – железа, титана, фосфора и ванадия. Мощность толщи ферробазальтов колеблется от 150-200 до 600 м.

Завершает разрез верхнеозерской свиты толща метаандезитов, представленная гранат-полевошпатовыми амфиболитами, биотит-амфиболовыми и эпидот-гранат-амфиболовыми плагиосланцами, иногда карбонатизированными. По сохранившимся первичным текстурам среди метаандезитов выделяются три последовательно сменяющиеся в разрезе разновидности (снизу вверх): темно-серые, среднезернистые однородные, массивные, местами с теньевыми признаками лавобрекчий метаандезиты с нематогранобластовой структурой; зеленовато-серые мелкозернистые миндалекаменные метаандезиты, участками с высокой концентрацией миндалин и реликтами подушечных текстур, пирокластических брекчий и лапиллиевых туфов. Миндалины выполнены, в основном, кварцем и плагиоклазом, реже – хлоритом и карбонатом. Третья – верхняя часть разреза толщи метаандезитов представлена мощными потоками плагиоклазовых порфиритов с гломеробластовой структурой, в кровле которых на южном берегу оз.Верхнего установлена кора выветривания, фиксирующая стратиграфический перерыв с вышележащей хизоварской свитой. В зоне мощностью около 50 см отмечается значительное осветление породы, её интенсивная дезинтеграция с формированием трещин, заполненных тонкозернистым кремнистым материалом. Мощность андезитовой части разреза около 400-600 м. В направлении на юго-восток отмечается снижение её мощности до 100-200 м с дальнейшим полным выклиниванием на отдельных участках. По химизму породы в этой части разреза отвечают андезитам и андезибазальтам.

За пределами стратотипической местности в Керетьско-Поньгомской подзоне ЗКП на северо-западном берегу оз.Верхнее Кумозеро и в районе Верхнее Шобозеро детальный разрез амфиболитов верхнеозерской свиты был изучен А.И.Слабуновым /48,49/ и опубликован под местным названием верхнекумозерской свиты /50/. Соотношение амфиболитов с гнейсо-плагиогранитами фундамента аналогично описанному выше, но на отдельных участках разрез свиты начинается с маломощной базальной гнейсо-сланцевой толщи. В большинстве же случаев в основании разреза залегают меланократовые плагиоклазовые амфиболиты и полосчатые гранат-диопсидовые амфиболиты с согласными телами пироксен (оливин)-серпентин-актинолитовых сланцев мощностью от нескольких до десятков метров и протяженностью десятки, реже сотни метров. Вверх по разрезу они сменяются эпидотсодержащими, скаполитизированными амфиболитами и завершается разрез пачкой гранатовых амфиболитов с телами серпентин-актинолитовых сланцев. Для амфиболитов характерны массивные, полосчатые и линзовидно-полосчатые текстуры, изредка встречаются реликты текстуры шаровых лав. По химизму амфиболиты соответствуют базальтам, а серпентин-актинолитовые сланцы по совокупности петрохимических характеристик относятся к метакоматиитам, варьирующим по составу от базальтовых до перидотитовых. Мощность верхнеозерской свиты в этой подзоне составляет 480-500 м.

В целом породы верхнеозерской свиты характеризуются нормальной щелочностью и только ферробазальты и однородные метаандезиты имеют субщелочные тенденции, приближаясь на диаграммах к пограничной линии между нормальнощелочными и субщелочными породами. По петрохимическим характеристикам разрез свиты показывает отчетливую гомодромную направленность развития от пород коматиитовой серии (перидотитовые–базальтовые коматииты) к породам толеитовой серии (метабазальты и ферробазальты) и далее к известково-щелочной серии (метаандезиты). По коэффициенту глиноземистости породы толеитовой и коматиитовой серий относятся к низко- и умеренноглиноземистым, а известково-щелочной серии – к высокоглиноземистым.

Хизоварская свита (LP_{1hz}).

Породы хизоварской свиты имеют довольно широкое площадное распространение и прослеживаются почти непрерывно от северной до южной границы планшета, локализуясь, преимущественно, в осевой части зеленокаменного пояса.

Для Северо-Карельской СФЗ хизоварская свита является стратотипом средней андезит-дацит-риолитовой осадочно-вулканогенной части разреза тикшеозерской серии /90/. Впервые хизоварская свита была выделена Н.А.Волотовской в 1940г. /81/ на западном и южном побережье оз.Верхнего при поисково-съёмочных работах в районе Хизоварского кианитового месторождения и включала в себя комплекс глиноземистых сланцев и амфиболитов. При составлении Госгеолкарты первого поколения листа Q-36-XXI, XXII /83/ нижняя амфиболитовая часть разреза была отнесена к верхнеозерской свите, а хизоварская свита характеризовала разрез глиноземистых гнейсов и сланцев. В 80-90 годы разрез свиты и её химизм были детально изучены с применением современной методики восстановления первичного состава пород С.И.Рыбаковым, Н.В.Мельянцевым, В.Н.Кожевниковым Ю.И.Сыстрой, В.В.Щипцовым /20,22,42,64/ в пределах Хизоварского месторождения и А.И.Слабуновым /48,49,50/ в районе оз.Северное Хаттомозеро и оз.Майозеро.

В составе пород хизоварской свиты преобладают разнообразные сланцы по осадочно-вулканогенным породам кислого, реже среднего состава при подчиненном количестве терригенных и хемогенных пород. Наиболее широко представлены гранат-биотитовые, гранат-кианит-биотитовые, ставролит-гранат-биотитовые, кварц-кианитовые, двуслюдяные и подчиненно – фуксит-кианитовые, биотитовые и амфибол-биотитовые сланцы. Крайне редко встречаются прослои гранат-полевошпатовых амфиболитов. Среди сланцев довольно часто отмечаются графитсодержащие разновидности, как правило, сульфидизированные, и горизонты алюмокремнистых и железисто-кремнистых пород. На ряде участков среди сланцев выделяются породы с хорошо сохранившимися первичными текстурами и структурами, которые позволяют определить покровное строение дацит-риолитовых лав, горизонты агломератовых и

лапиллиевых, ленточно-слоистых туфов, туфопесчаников, туфоконгломератов, реже кварцитопесчаников и аргиллитов.

Породы хизоварской свиты местами со стратиграфическим несогласием залегают на метавулканитах верхнеозерской свиты и со структурным несогласием перекрываются породами челозерской свиты. Мощность хизоварской свиты в наиболее полных разрезах (р-н Хизоварского месторождения) составляет около 1000 м, в Керетьско-Поньгомской подзоне – 400-700м. Состав пород, различия в степени их вторичных изменений и характер разреза в пределах упомянутых выше подзон имеют свою специфику.

Стратотипический разрез свиты, изученный в районе Хизоварского кианитового месторождения /81,83/, приводится с учетом результатов детальных исследований последних лет /20,22/ и данных контрольно-редакционных маршрутов, выполненных авторами при составлении данного листа Госгеолкарты-200.

Разрез свиты на южном берегу оз.Верхнего /22/ начинается пачкой терригенных пород, прослеживающейся по простиранию на несколько километров и залегающей на коре выветривания андезитов верхнеозерской свиты. В основании этой пачки залегает прерывистый горизонт кварцевых конгломератов мощностью 10-20 см. Размер галек 1,5-3 см, окатанность средняя, упаковка плотная. Цемент – слюдисто-кварцевый, псаммитовой размерности. Выше залегают кварцевые гравелиты, которые сменяются вверх по разрезу пачкой горизонтально- и косослоистых кварцевых и мусковит-кварцевых, реже полевошпатсодержащих метапесчаников. В верхних горизонтах кварцитовой пачки отмечается примесь хемогенного и туфогенного материала кислого состава. Мощность базальной терригенной части разреза изменяется от 7 до 40 м. Выше залегает мощная толща осадочно-вулканогенных пород кислого, реже – среднего состава, выполняющих ядерную часть Хизоварской структуры. В основании находится довольно мощная толща груборитмичных вулканотерригенных осадочных пород, среди которых выделяются метатуфы, метатуфопесчаники, высокоглиноземистые углеродсодержащие сланцы по аргиллитам, маломощные горизонты метасилицитов, полосчатых железистых кварцитов и прослой стратиформных сульфидных руд мощностью до

0,5 м. Туфогенно-осадочная толща перекрывается толщей, в которой преобладают лавы риодацитового состава с реликтами лавокластических текстур, чередующиеся горизонтами кислых агломератовых туфов. Завершается разрез свиты толщей грубообломочных вулканогенных пород, среди которых выделяются агломератовые туфы, туфоконгломераты и туфобрекчии с обломками дацитов и риолитов размером от 2-3 до 15-20 см. Цемент грубообломочных пород имеет существенно дацитовый состав.

Все породы разреза подверглись интенсивным метаморфическим и метасоматическим изменениям и представлены сланцами и кристаллосланцами довольно разнообразного минерального состава с преобладанием глиноземистых кианит-, ставролит- и гранатсодержащих разновидностей и с подчиненной ролью слюдистых и амфиболсодержащих сланцев. Именно к глиноземистой части разреза приурочено Хизоварское месторождение кианитовых руд.

За пределами стратотипической местности в Керетьско-Поньгомской подзоне ЗКП в районе к юго-западу от оз.Сев.Хаттомозеро детальный разрез хизоварской свиты был изучен А.И.Слабуновым /48,49/ и опубликован под местным названием хаттомозерской свиты. Здесь на амфиболитах по основным вулканитам верхнеозерской свиты согласно залегает толща эпидот-биотит-амфиболовых, гранат-биотит-амфиболовых, амфибол-биотитовых, кианит- и ставролитсодержащих гранат-биотитовых сланцев, которые на основании сохранившихся в них первичных текстурных особенностей (агломератовые и тонкослоистые текстуры) и химического состава, трактуется А.И.Слабуновым /48,49/ как метавулканиты, преимущественно туфы, частью лавы андезитового, андезидацитового, реже андезибазальтового состава.

Установлена следующая последовательность разреза (снизу вверх):

- полосчатые гранат-биотит-амфиболовые сланцы – 70 м;
- массивные амфибол-биотитовые и эпидот-амфибол-биотитовые сланцы с редкими округлыми, реже угловатыми включениями – 150 м;
- пачка чередования серых средне-крупнозернистых амфибол-биотитовых и полосчатых рыжевато-серых биотитовых сланцев, часто гранат- и кианитсодержащих – 120 м;

- серые амфибол-биотитовые сланцы с реликтами агломератовой текстуры –180 м.

Общая мощность разреза – 520 м, на отдельных участках достигает 700 м. В общих чертах разрез района Сев.Хаттомозера хорошо коррелируется со стратотипическим разрезом, несколько отличаясь от него преобладанием вулканитов андезитового и андезидацитового состава над риолитовыми и риодацитовыми вулканитами, характерными для разреза в районе г.Хизовара.

В пределах изученного разреза А.И.Слабуновым /3/ проведено изотопное датирование возраста пород U-Pb методом по цирконам. Возраст эпидот-амфибол-биотитового сланца по андезидациту равен 2820 ± 31 млн.лет и интерпретируется им как время проявления процессов вулканизма. Возраст метаморфогенных цирконов из гранат-амфибол-биотитового сланца по агломератовому туфу среднего состава составляет 2741 ± 14 млн.лет, что соответствует поздне-лопийскому этапу метаморфизма.

По химизму вулканогенные породы хизоварской свиты, варьирующие от андезитов и андезидацитов до риолитов, являются породами, в основном нормальной щелочности, изредка приближаясь к субщелочному ряду, относятся к калиево-натровой серии и характеризуются высокой и весьма высокой глиноземистостью.

Челозерская свита (LP₁čl).

Породы челозерской свиты в пределах листа имеют крайне ограниченное распространение и выделены только в центральной части Хизоварской структуры, где они выполняют ядерные части мелких наложенных синформ. На Госгеолкарте-200 первого поколения /8/ этот комплекс пород, завершающий разрез тикшеозерской серии, выделялся под названием тиреламбинской свиты, не получившим в дальнейшем употребления в геологических отчетах и литературе. Породы челозерской свиты залегают с угловым несогласием на толще грубообломочных вулканогенных пород риолит-дацитового состава хизоварской свиты. Верхняя граница свиты не установлена, так как перекрывающие её образования эродированы. Породы свиты прорываются дайками и штоками риодацитов и дацитов, по которым U-Pb методом по цирконам установлен изотопный возраст равный 2805 ± 42 млн.лет /20/.

Челозерская свита сложена, в основном, гранатовыми и полевошпатовыми амфиболитами, часто порфиробластическими, с подчиненной ролью гранат-амфиболовых, биотит-амфиболовых и биотит-хлорит-актинолитовых плагиосланцев. На основании довольно хорошей сохранности первичных текстур устанавливается первичная вулканогенная природа амфиболитов и преимущественно туфогенная – плагиосланцев. Отмечается потоковое строение толщи и четко проявленные подушечные текстуры. Маломощные потоки обычно имеют двухчленное строение, при котором нижняя часть сложена массивными средне-, реже крупнозернистыми габбро-амфиболитами, а верхняя гранат-полевошпатовыми амфиболитами с подушечными текстурами. Мощность потоков варьирует от нескольких до 100 и более метров. В верхней части разреза межпотоковое пространство выполнено маломощными прослоями гранат-амфиболовых и биотит-амфиболовых плагиосланцев по туфам основного состава с нечетко проявленной полосчатостью. Мощность туфогенных горизонтов изменяется от десятков сантиметров до первых метров.

По химизму среди вулканогенных пород челозерской свиты преобладают базальты и только в верхней части разреза встречаются высокомагнезиальные разновидности, представленные базальтовыми, редко пироксенитовыми коматиитами. В зонах кислотного выщелачивания, довольно широко проявленных среди пород свиты, происходит изменение базальтов и их химические составы сдвигаются в сторону андезитов. В целом вулканы челозерской свиты относятся к породам нормального ряда толеитовой и коматиитовой серий, по коэффициенту глиноземистости – к низко- и умеренно-глиноземистым.

Условия прогрессивного метаморфизма пород тикшеозерской серии на лопийском этапе в выделенных подзонах зеленокаменного пояса были разные: в Хизоварско-Пиртозерской подзоне они отвечали, в основном, эпидот-амфиболитовой фации, в Керетьско-Поньгомской – амфиболитовой при одинаковой фации глубинности, соответствующей давлению 7-8,5 кбар. Со свекофенским этапом метаморфизма связано широкое развитие процессов метасоматоза кислотной и щелочной стадий, особенно интенсивно проявившихся в породах хизоварской свиты. Процессы кислотного выщелачивания привели к образованию кварц-кианитовой

ассоциации и формированию кианитовых руд Хизоварского месторождения. С зонами кислотного выщелачивания сопряжены участки железо-магнезиального метасоматоза с образованием гранатитов, турмалин-мусковит-кварцевых и диопсид-амфиболовых метасоматитов. Степень мигматизации пород серии в целом слабая, иногда повышается до умеренной в краевых частях ЗКП и достаточно часто отсутствует.

В региональных физических полях отдельные свиты тикшеозерской серии не имеют четко выраженных индивидуальных характеристик, хотя в целом соответствующие им физические поля обладают достаточно четкими особенностями, отличающими их от полей, свойственных образованиям беломорского комплекса. В поле ΔT им отвечают системы узких линейных и концентрических положительных аномалий интенсивностью от 100 до 500, реже 700 нТл, разделяемых слабо отрицательными также линейными или изометрическими полями, отвечающими купольным выступам гранитоидного фундамента или слабо магнитным кислым вулканитам хизоварской свиты. При этом образования, локализующиеся в Хизоварско-Пиртозерской подзоне, характеризуются большей интенсивностью аномалий, объясняющейся наличием здесь высокомагнитных метавулканитов коматиитового и базальтового состава, горизонтов магнетитовых кварцитов, графит- и сульфидсодержащих пород.

В гравиметрическом поле образованиям тикшеозерской серии Хизоварско-Пиртозерской подзоны отвечает высокоинтенсивная положительная аномалия, состоящая из нескольких концентрических и овальной формы локальных аномалий интенсивностью до 26-29 мГл, предположительно фиксирующих область развития палеовулканических жерловых аппаратов центрального типа. Менее четкое выражение в поле Δg имеют образования серии в пределах Керетьско-Поньгомской подзоны, располагающейся на западном склоне Соловецкого гравиметрического максимума. Здесь им соответствуют субмеридиональные протяженные линейные положительные аномалии интенсивностью 10-20 мГл. Интенсивность аномалий Δg является отражением довольно высокой средней плотности пород серии, варьирующей в пределах 2,78-3,12 г/см³, и большой мощности вулканитов на участках предполагаемых вулканических центров.

На МАКС породы тикшеозерской серии не имеют четкого выражения, т.к. их рисунок затушеван более поздними тектоническими процессами, создающими широтную сеть мелкой трещиноватости.

Нижний карелий

Сумийский надгоризонт.

Образования сумийского надгоризонта в пределах листа развиты на ограниченной площади и выделяются в крайней юго-западной части листа в Ялиярвинской синклинали Восточно-Карельской СФЗ в составе окуневской, тунгудской и ожиярвинской свит. В центральной части Тикшеозерского ЗКП Северо-Карельской СФЗ образования сумия впервые выделены для этой территории авторами листа в пределах небольшой структуры южнее г.Вичаны и на п-ове Мундиннаволоок оз.Нален (система оз.Кереть). В соответствии с Карельской СЛ они отнесены к визаварской свите.

Окуневская свита (KR_1^{1ok})

Породы окуневской свиты слагают узкий горизонт шириной в плане 500-800 м, выклинивающийся в северо-западном направлении и продолжающийся на смежный с юга лист. Общая длина его составляет около 25 км. Структурно он приурочен к северо-восточному крылу Ялиярвинской синклинали, осложняющей северо-восточный борт Шомбозерского синклинория. На Госгеолкарте-200 первого поколения /8/ образования свиты выделялись практически в том же объеме в составе первой подсвиты тунгудской свиты.

Породы свиты слагают базальные горизонты нижнего протерозоя и со стратиграфическим перерывом залегают на гнейсо-сланцевой толще нижнего лопия. Гнейсовидность подстилающих пород, слоистость и сланцеватость в породах окуневской свиты ориентированы согласно в направлении СЗ $310-320^\circ$ под углом $35-40^\circ$. Верхняя граница свиты с перекрывающимися образованиями согласная и характеризуется сменой терригенных пород мелкозернистыми амфиболитами по вулканитам основного состава тунгудской свиты. Мощность свиты в пределах листа 60-70 м.

Разрез свиты начинается пачкой грубого переслаивания мелкозернистых мусковит-кварцевых сланцев и полевошпат-мусковитовых рассланцеванных кварцитов с сульфидной вкрапленностью и незначительной (1-2%) примесью серицита и биотита. Мощность этой пачки около 20 м. Вверх по разрезу они постепенно сменяются ритмичнослоистой пачкой, в которой чередуются мелко- среднезернистые серицит-мусковитовые кварциты и кварциты сливного облика с маломощными (до 0,8 м) линзовидными горизонтами кварцевых гравелитов и мелкогалечных кварцевых конгломератов. Завершается разрез пачкой полимиктовых нечетко слоистых кварцито-песчаников с единичными маломощными прослоями сливных кварцитов.

Окраска кварцитов и сланцев светло-серая, зеленовато-серая, изредка розоватая. Структура их бластопсаммитовая, гранобластовая, в слюдистых сланцах и кварцитах лепидогранобластовая. Кроме кварца, мусковита и полевого шпата изредка встречаются зерна граната, магнетита, турмалина и циркона, на отдельных участках отмечаются карбонатсодержащие разновидности.

В физических полях и на МАКС окуневская свита не находит выражения в данном масштабе ввиду малой площади её развития.

Тунгудская свита (KR_1^{1tn})

Породы тунгудской свиты развиты только в крайнем юго-западном углу планшета в пределах северо-восточного крыла Ялиярвинской синклинали, где они наращивают разрез сумийского горизонта. Ими сложен узкий выдержанный горизонт, простирающийся в северо-западном направлении от оз.Бол.Шуоярви до оз.Димитрия у западной рамки планшета. Ширина горизонта в плане 600-800 м. На Госгеолкарте-200 первого поколения /8/ образования свиты были отнесены к второй подсвите тунгудской свиты и включали в свой состав также образования не выделявшегося в то время в этом районе сариолийского надгоризонта.

Тунгудские вулканиты согласно залегают на образованиях окуневской свиты и согласно перекрываются породами ожиярвинской свиты. Мощность образований тунгудской свиты изменяется в пределах 500-700 м. Сложена она довольно монотонной толщей базальтов, андезибазальтов, реже андезитов, имеющей потоковое строение. Основание и большая часть потоков сложены, как правило, массивными лавами, ближе к кровле появляются мандельштейны,

сменяющиеся пенными лавами, либо лавобрекчия. Среди вулканитов выделяются афировые и порфиоровые разновидности, шаровые лавы, туфобрекчии. В резко подчиненном количестве отмечаются маломощные горизонты агломератовых и слоистых туфов и ритмичнослоистых туффитов, превращенных в хлорит-амфиболовые зеленые сланцы. Породы имеют зеленовато-серую окраску, сланцеватую или массивную текстуру, тонко- и мелкозернистое сложение. Структура пород офитовая, бластоофитовая, нематогранобластовая с реликтами офитовой и порфиоровой. Порфиоровые вкрапленники, как правило, представлены альбитом. В основной массе преобладает обыкновенная роговая обманка, альбит, биотит, реже хлорит, эпидот, цоизит, пирит и халькопирит. В небольшом количестве присутствуют кварц и участками – карбонат. В зоне разлома, в основании свиты, местами отмечается проявление интенсивного амфиболового порфиробластеза с преобразованием вулканитов в порфиробластические амфиболиты.

Вулканиты тунгудской свиты относятся к породам нормальной щелочности, толеитовой серии, по коэффициенту глиноземистости – к низко- и умеренноглиноземистым.

Степень метаморфизма пород соответствует зеленосланцевой фации и только на отдельных участках достигает эпидот-амфиболитовой.

Эффузивы тунгудской свиты являются практически немагнитными, на карте ΔТ им соответствует нормальное слабо положительное магнитное поле интенсивностью от 0 до 50-100 нТл. Плотность вулканитов в среднем составляет 2,88 г/см³. В региональном поле силы тяжести Δg им соответствует равное слабо положительное поле интенсивностью 1-2,5 мГл.

Ожиярвинская свита (KR₁¹ož)

Породы ожиярвинской свиты в виде узкой полосы северо-западного простирания шириной в плане 500-1200м залегают в северо-восточном крыле Ялиярвинской синклинали и продолжают в северо-западном и юго-восточном направлении на смежных с юга и запада листах. На Госгеолкарте-200 первого поколения /8/ образования свиты выделялись как поздние нижнепротерозойские интрузии и дайковые тела кварцевых порфиров. В результате

исследований конца 70^х начала 80^х годов в Шомбозерской структуре была доказана вулканогенная природа этих образований /36/.

Породы ожярвинской свиты с резким, но согласным контактом залегают на лавах основного состава тунгудской свиты. Верхняя граница свиты, завершающей разрез сумийского надгоризонта, с образованиями сариолийской вермасской свиты согласная и характеризуется резкой сменой вулканогенных пород кислого состава туфобрекчиями основного состава с угловатыми обломками кислых вулканитов, либо массивными лавами базальтового или андезибазальтового состава. На ряде участков (за пределами листа) устанавливаются признаки кор химического выветривания на кислых вулканитах, свидетельствующие о возможном стратиграфическом перерыве между этими свитами.

Разрез свиты начинается серией лавовых потоков риолитов и риодацитов с характерными порфировыми вкрапленниками голубого кварца, местами разделенных осадочно-пирокластическими образованиями. Типичны массивные лавы и туфолавы с реликтами текстур течения и флюидальности, бомбовые туфолавы и лавобрекчии с угловатыми обломками кислых вулканитов и кремнистых тонкослоистых туффитов. Верхняя часть разреза свиты сложена ассоциацией туфогенно-осадочных пород, представленной грубо- и тонкоритмичным переслаиванием биотитовых туфопесчаников и туфоалевролитов, карбонатных туфопесчаников и кремнистых осадков. Породы содержат гранат, эпидот и на отдельных участках насыщены пиритом. Мощность свиты колеблется в пределах 500-800 м.

Риолиты и риодациты относятся к породам нормального ряда калиево-натровой серии и характеризуются высокой и весьма высокой глиноземистостью. Степень метаморфизма пород соответствует зеленосланцевой фации.

Породы свиты являются практически немагнитными и на карте ΔT им соответствует нормальное слабо положительное или слабо отрицательное поле интенсивностью от -30 до $+20$ нТл. Плотность пород в среднем равна $2,78 \text{ г/см}^3$ и на фоне подстилающих и перекрывающих их более плотных пород основного состава на карте Δg м-ба 1:200 000 они не имеют самостоятельного выражения.

Визаварская свита ($KR_1^1 vz$).

Вулканогенные образования визаварской свиты располагаются в центральной части Тикшеозерского ЗКП у подножия южного склона г.Вичаны по северному и южному берегам озера Нален (система оз.Кереть), выполняя небольшую наложенную мульду в пределах лопийской Рухнаволоксской структуры Хизоварско-Пиртозерской подзоны развития палеовулканов центрального типа, а также встречаются в виде крупных ксенолитов размером до 2х0,6 км в западной части Вичанского и Нарвозерского массивов чарнокитов.

На протяжении всего периода изучения пород этого уникального участка разными исследователями высказывались прямо противоположные представления о их возрасте и генезисе.

- Так Н.А.Волотовской они относились к роговикам и сланцам, ассоциирующим с габбродиабазами и сопоставлялись с хизоварской свитой /81/, а позднее, на Госгеолкарте-200, были отнесены к позднепротерозойским интрузивным габбродиабазам /8/.
- Е.П.Чуйкина /109/ выделила этот комплекс в качестве сланцев предположительно туфогенной природы в составе топозерской свиты более молодой, чем хизоварская свита.
- К.А.Шуркиным, В.М.Шемякиным и др. /71/ образования этого участка определялись как мощная зона эруптивных брекчий на контактах Вичанского массива чарнокитов, в обломках которых преобладают эффузивы кислого и основного состава и подчиненно эффузивоподобные породы, измененные под воздействием чарнокитов в условиях фации пироксеновых роговиков.
- О.И.Володичев /7/, отмечая уникальную сохранность первичных структур и текстур метавулканитов, высказывает точку зрения о древнем долопийском возрасте этих пород, сопоставимым с ранним периодом развития беломорского комплекса в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

- А.И.Световой и С.И.Рыбаковым /47/ метавулканы участков Вичаны и Мундиннаволоок по характеру разреза и фациальным особенностям сопоставляются с лопийскими образованиями других зеленокаменных структур Карелии, но более сильно метаморфизованными в условиях гранулитовой фации.

Учитывая многообразие мнений о возрасте и генезисе пород района Вичаны – Мундиннаволоок, авторами листа Q-36-XXI, XXII в пределах этого участка были проведены редакционно-увязочные маршруты, по результатам которых и с учетом анализа данных предыдущих исследователей был сделан вывод о более молодом, предположительно сумийском возрасте метавулканитов. В качестве аргументов, подтверждающих этот вывод, можно привести следующие факты:

- метавулканы подверглись контактовому метаморфизму в условиях фации пироксеновых роговиков с широким развитием роговиковых микроструктур под воздействием интрузии чарнокитов, а не региональному метаморфизму гранулитовой фации;
- наблюдаемая уникальная сохранность первичных текстур и микроструктур метавулканитов не характерна для лопийских вулканитов и напротив часто встречается в сумийских;
- отсутствуют какие-либо признаки воздействия на породы участка лопийских гранитоидов;
- очень слабые деформации пород и пологое до субгоризонтального их залегание, что не характерно для лопийских пород, испытавших неоднократную складчатость в период ребольского тектогенеза;
- тесная пространственная и, вероятно, парагенетическая связь с интрузивными чарнокитами с изотопным возрастом 2430 млн.лет.

Приведенные аргументы предполагаемого сумийского возраста дают основание для выделения в этой части Тикшеозерского ЗКП нижнепротерозойского структурного этажа в составе визаварской свиты сумийского надгоризонта.

Свита сложена осадочно-вулканогенными породами от основного до кислого состава с хорошо сохранившимися первичными подушечными, туфовыми и осадочными текстурами, что позволяет установить последовательность разреза.

В основании его залегает толща metabазальтов, в составе которой чередуются потоки массивных и подушечных лав с зонами автобрекчий в кровельной части потоков. Мощность потоков колеблется от первых метров до 25 м. Потоки разделяются горизонтами агломератовых туфов типа «соломенной брекчии» мощностью до 16 м и прослоями слоистых псаммитовых туфов и туффитов мощностью 0,5-4 м. Выше metabазальтов залегает толща вулканитов среднекислого состава, представленная массивными, реже подушечными лавами, агломератовыми лапиллиевыми и пепловыми туфами алевролитовой и псаммитовой размерности с горизонтами слоистых туффитов и туфопесчаников. Видимая мощность разреза около 200 м.

Вулканогенные породы характеризуются офитовыми, порфиоровыми, фельзитовыми и микрофельзитовыми микроструктурами с изредка встречающимися участками неразложившегося стекла, что подтверждает крайне слабую степень вторичных изменений, не типичную для пород лопийского комплекса. Реже встречаются бластоофитовые и гранобластовые структуры. Довольно широко, особенно вблизи контактов с чарнокитами, развиты роговиковые структуры. Для туффитов характерны слоистые, псаммитовые и пелитовые структуры.

Подстилающие и перекрывающие породы для визаварской свиты не установлены. Вулканиты прорываются чарнокитами, оказывающими на них локальное термальное воздействие, выражающееся в их ороговиковании.

По петрохимическим характеристикам разрез свиты показывает гомодромную направленность развития от пород толеитовой серии (базальты, андезибазальты) к породам известково-щелочной серии (андезиты, андезидациты, дациты, реже риолиты), нормальную щелочность с некоторыми субщелочными отклонениями, низкую и умеренную глиноземистость для основных пород и высокую – для пород среднего и кислого состава.

Сариолийский надгоризонт

Выделяемые на карте сариолийские образования в составе вермасской свиты /90/ на Госгеолкарте-200 первого поколения не выделялись как самостоятельное стратиграфическое подразделение и входили в состав второй подсвиты тунгудской свиты. В 1982г. решением Петрографического Межведомственного регионального стратиграфического совещания (МРСС-1982) комплекс пирокластических и пирокласто-осадочных пород, переслаивающихся с лавами андезибазальтового состава и залегающий выше кислых вулканитов ожиярвинской свиты был утвержден в качестве самостоятельного регионального стратиграфического подразделения – сариолийского надгоризонта.

Вермасская свита (KR_1^2vr)

Породы вермасской свиты развиты в юго-западной части планшета в районе оз.Ялиярви и структурно приурочены к ядру Ялиярвинской синклинали. Они согласно залегают на кислых вулканитах ожиярвинской свиты и со стратиграфическим несогласием перекрываются терригенными породами шароваракской свиты ятулийского надгоризонта. Образования вермасской свиты относятся к существенно вулканогенному типу сариолийского разреза.

В основании его залегает горизонт туфоконгломератов мощностью 10-30 м, вверх по разрезу сменяющийся мощной многопокровной толщей лав базальтового и андезибазальтового состава, в которой выделяются массивные и миндалекаменные разновидности лав, лавобрекчии, шаровые лавы и маломощные горизонты туфов и сланцев по ним. Мощность покровов от первых метров до 100 и реже более метров. Завершает разрез толща ленточнослоистых амфибол-серицит-хлоритовых пиритизированных туфосланцев, иногда карбонатсодержащих мощностью 70-100 м. Общая мощность свиты превышает 1000м.

Породы свиты метаморфизованы в зеленосланцевой фации и прекрасно сохраняют первичные текстурные и структурные признаки. Вулканиты вермасской свиты относятся к породам нормальной щелочности толеитовой серии и умеренной глиноземистости. Они являются практически немагнитными, однако горизонты пиритсодержащих туфосланцев фиксируются прерывистыми линейными магнитными аномалиями, согласными с простираем

пород интенсивностью до 500-1000 нТл на фоне нормального слабopоложительного поля. Плотность вулканогенных пород колеблется в пределах 2,75-2,95 г/см³ и им на гравиметрической карте соответствует локальная положительная аномалия интенсивностью около 5 мГл. На МАКС свите отвечает поле с мелкопятнистым рисунком светлосерого фототона.

Ятулийский надгоризонт

Маймярвинский горизонт

Терригенные образования ятулийского надгоризонта на территории листа развиты локально только в юго-западной части листа и выделяются в составе шароваракской свиты, характеризующей базальную часть разреза ятулийского надгоризонта /90/. На Госгеолкарте-200 первого поколения эти образования выделялись в составе второй подсвиты летнеозерской свиты сегозерско-онежской серии.

Шароваракская свита (KR₁³sr)

Породы шароваракской свиты располагаются в ядре Ялиярвинской синклинали в виде линзы протяженностью около 3,5 км и шириной 600 м. Образования свиты со стратиграфическим несогласием залегают на вулканогенных породах вермаской свиты сариолийского надгоризонта. Образований, перекрывающих породы шароваракской свиты в пределах листа не установлено, однако на соседнем с юга листе в Шомбозерской структуре представлен полный разрез ятулийского надгоризонта.

В основании свиты залегают мелкогалечные кварцевые конгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу гравелитами и далее полевошпатовыми кварцитопесчаниками, переслаивающимися с горизонтально- и косослоистыми кварцитами. Завершает разрез пачка серицит-кварцевых сланцев по ритмичнослоистым алевролитам с прослоями коричневатых и зеленовато-серых аргиллитов.

Из-за малой площади распространения свита не имеет индивидуальной выраженности в физических полях и на МАКС.

Четвертичная система

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

Валдайский надгоризонт.

Осташковский горизонт.

Ледниковые отложения (gIIIos) осташковского горизонта залегают с поверхности, широко распространены /4, 66, 73/ и представлены песчаной, реже супесчаной мореной. Залегают морена непосредственно на кристаллических породах архея и протерозоя. Перекрывается она водно-ледниковыми, болотными и озерными отложениями. На вершинах и крутых склонах варака морена обычно отсутствует или имеет мощность от 0,5 до 3 метров. На пологих склонах и в депрессиях мощность ее составляет 4-20 метров. Севернее оз. Б.Лагиярви наблюдается холмисто-моренный рельеф. Представлена морена несортированными разнозернистыми пылеватыми песками серого, иногда серо- и желто-бурого цвета, супесями, реже суглинками с галькой, гравием и валунами, количество которых составляет от 10 до 30%. В составе валунов преобладают местные породы: гнейсы, мигматиты, амфиболиты, гранитоиды, габброиды и ультрамафиты, реже кварциты. Распределение валунов, как в самой морене, так и на её поверхности неравномерно: местами в её разрезах наблюдается большое количество крупных валунов, иногда они практически отсутствуют. Размеры валунов колеблются в значительных пределах от 10-15 см до 3 м, составляя в среднем 0,3-0,5 м. В морене часто наблюдается некоторая сортированность и слабо выраженная слоистость песков, связанная с её перемывом водами поздне- и послеледниковых морских бассейнов, особенно в восточной части территории

листа. С поверхности морена в основном песчаная, супеси и суглинки чаще присутствуют в нижних слоях разреза. Песчаные и суглинистые слоистые отложения, иногда залегающие под мореной, возможно, сформировались за счет перемыва мореносодержащего льда внутриледниковыми водами, а по мнению И.Н.Демидова они могут являться флювиогляциальными или лимогляциальными отложениями времени наступания последнего оледенения. По данным спорово-пыльцевого анализа, выполненного в лаборатории четвертичной геологии и палеоэкологии Института геологии Карельского НЦ РАН, крайне незначительное содержание пыльцы (скв.3), в основном переотложенной, и полное отсутствие диатомовой флоры исключает отнесение их к межстадиальным осадкам. На МАКС морена имеет крупно- и мелкопятнистую структуру фотоизображения серого и темно-серого цвета.

Флювиогляциальные отложения (fIIIos) представлены косослоистыми разнозернистыми серыми и желто-бурыми песками, галечниками, песчано-гравийным и галечно-валунным материалом. Залегают они на морене, слагают озы и зандровые поля. Наиболее широко флювиогляциальные отложения представлены в р-не станций Боярская и Амбарный, где протягиваются полосой в юго-восточном направлении. Кроме того, флювиогляциальные отложения прослеживаются в виде озов и зандровых полей северо-восточнее зал. Лохгуба, восточнее Большой губы оз.Топозеро и в ряде других мест. Мощность осадков колеблется от 2 до 4м в пределах зандров и от 2,5 до 20м в озах. Размер и форма озов различны. Они представляют собой четко выраженные в рельефе гряды или цепочки холмов, слившихся своими подошвами в единую гряду. Сложены озы средне- и крупнозернистыми песками с большим содержанием гальки и валунов. Валуны в виде россыпей иногда покрывают вершины и склоны гряд. Зандровые поля часто сложены тонкозернистыми почти кварцевыми песками. На МАКС флювиогляциальные отложения имеют мелкопятнистый и мелкоточечный рисунок с чередованием светло-серого и серого тонов, для озов характерна вытянутая форма того же фотоизображения.

Ледниково-озерные отложения (lgIIIos) представлены мелкозернистыми слоистыми песками с линзами гравия, гальки и прослоями супесей и суглинков. Отложения пользуются

ограниченным распространением. Осадки слагают камы и небольшие по площади приледниковые равнины по берегам оз. Кереть. Мощность осадков, слагающих камы, колеблется в пределах 5-12 м. Мощность отложений приледниковых озер составляет 0,5–2,5 м. На восточном берегу оз. Кереть в супеси на глубине 0,55-1,5 м обнаружены единичные пыльцевые зерна древесных пород, травянистых растений, споры папоротников и мхов /83/. Высокое содержание до (30%) пыльцы *Betula pampa* в ледниково-озерных песках (скв.3) свидетельствует о суровых климатических условиях в период накопления осадков.

Неоплейстоцен, верхнее звено, четвертая ступень-голоцен

Элювиально-делювиальные отложения (edIII-H) приурочены к вершинам, склонам и подножию наиболее высоких возвышенностей, сложенных кристаллическими породами. Элювиально-делювиальные отложения представлены крупно-глыбовыми россыпями, состоящими из глыб гнейсо-гранитов и амфиболитов размером от 0,5 до 3 метров, щебнем, дресвой того же состава. Эти отложения перекрывают коренные породы. Процесс их развития активно продолжается и в настоящее время. Мощность элювиально-делювиальных отложений от 2 до 2,5 метров. На МАКС они имеют четкий мелкопятнистый рисунок с чередованием светло- и темно-серого цвета.

Голоцен

Озерные отложения (IH) имеют ограниченное распространение и из-за небольших площадей часто в масштабе карты не выражаются. Развита они по берегам озер Топозеро, Кереть и других. В их составе преобладают слоистые мелкозернистые пески, иногда с гравием и галькой. На дне некоторых озер, например Амбарная Ламбина, а также на их берегах под торфом известны образования диатомита. Они подстилаются суглинками, песками. Мощность озерных отложений достигает 4 метров. Залегают они на ледниковых, ледниково-озерных осадках. С поверхности часто заторфованы. На МАКС озерные отложения имеют рисунок мелкозернистый темновато-серого и серого тона.

Болотные (палюстрий) отложения (pIH) представлены торфом и имеют довольно широкое распространение особенно в юго-восточной части листа. Встречаются они и во многих других

местах, слагая небольшие низинные и верховые болота. По составу торф гипново-осоковый и сфагновый слабо разложившийся. Мощность торфа от 0,5 до 3,5 метров. Судя по значительному содержанию пыльцы (скв.3) *Picea* и *Pinus* верхние горизонты торфа сформировались не ранее бореального или атлантического периодов. На МАКС торф имеет рисунок фотоизображения типа ряби с общим светло-серым тоном.

Аллювиальные отложения (аН) имеют очень ограниченное распространение. Они развиты в долинах наиболее крупных рек, таких как Кузема, Воньга, где слагают пойменные террасы и отмели в руслах рек. В составе аллювия преобладают косослоистые пески с гравием, и линзами валунно-галечных отложений. Мощность его невелика и составляет 0,5-3 метра. На МАКС аллювиальные отложения дешифрируются по принадлежности к речным долинам. Рисунок фотоизображения может быть различным.

3. Плутонические и метаморфические комплексы.

Плутонические и метаморфические образования охватывают большую часть площади листа Q-36-XXI, XXII. Они представлены ультраметаморфогенными, интрузивными, а также специфическими плутоно-метаморфическими комплексами, формирующимися в возрастном диапазоне архей – ранний протерозой. Состав их также широко варьирует от ультрамафитов до лейкогранитов и пегматитов. Преобладающим площадным развитием в БПП пользуются ранне-позднеархейские комплексы, в Северо-Карельской СФЗ – позднеархейские.

Раннеархейские (саамские) плутонические образования.

Раннеархейские плутониты представлены пязерским диорит-эндербит-тоналитовым комплексом (*δSMρ*), выделенным по материалам А.М.Корнюшина и др. /88/ и В.А.Коншина /24/. Он развит в крайнем северо-западном углу территории в виде полосы северо-восточного простирания шириной 1-3 км, продолжающейся к северу и западу на смежные территории. Структурно она является частью Пязерского блока гранитоидов фундамента, наименее измененных процессами гранитизации и калиевого метасоматоза.

Наиболее распространенными породами пязерского комплекса являются диориты, кварцевые диориты, эндербиты и тоналиты. В качестве немногочисленных реликтов отмечаются метагаббронориты 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. Достаточно часто в результате наложенных процессов они превращаются в амфибол-биотитовые и эпидот-биотитовые гнейсы с бластическими и катакластическими структурами.

Пязерский комплекс на рассматриваемой территории характеризуется положительным магнитным полем, обусловленным содержанием достигающим иногда нескольких процентов в породах магнетита, а также положительным гравитационным полем, что согласуется с повышенной плотностью слагающих его гранитоидов (порядка $2,78 \text{ г/см}^3$).

Раннеархейский возраст пязерского комплекса не имеет геохронологического обоснования и принимается с определенной степенью условности на основании соотношения его с более поздним кестеньгским плутоническим комплексом.

Ранне-позднеархейские (саамско-раннелопийские) образования.

Большая их часть относится к беломорскому плутоно-метаморфическому комплексу, имеющему довольно широкое развитие на рассматриваемой территории, и к кестеньгскому комплексу ультраметаморфитов. Породы беломорского комплекса локализируются в восточной части листа Q-36-XXII в пределах БПП; образования кестеньгского комплекса занимают значительные площади в западной части листа, т.е. в Северо-Карельской СФЗ. Образования беломорского плутоно-метаморфического комплекса на протяжении нескольких десятилетий считались древнейшими образованиями Карело-Кольского региона - стратотипом нижнего архея – саамия /7,15,54,62,70,84/. 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 /15,18,83,107,109/.

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 /7,27,32,87,97/ преобладающего развития в составе толщ «беломорской серии» plutонических 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. Это явилось основанием для исключения большей части образований «беломорской серии» из стратиграфических и отнесения их в Карельской СЛ, 1998г., к беломорскому плутоно-метаморфическому комплексу.

На карте листа Q-36-XXI, XXII, также, как и на листе Q-36- XV, XVI , в составе беломорского плутоно-метаморфического комплекса выделяются два подкомплекса: хетоламбинский гнейсо-амфиболитовый ранний и котозерский мигматит-плагиигранитовый поздний. Принятая в Карельской СЛ 1998г. и на листах Q-36-XV, XVI последовательность образования подразделений беломорского комплекса, как нам представляется, подтверждается реально наблюдаемыми фактами их геологических соотношений, достаточно надежно документируемыми и на ряде участков листа Q-36-XXI, XXII.

Хетоламбинский гнейсо-амфиболитовый подкомплекс (α SM-LP_{1h}).

Образования хетоламбинского подкомплекса имеют широкое развитие в восточной части листа Q-36-XXII, занимая 50% его площади. Ими сложены разновеликие поля изометричной, реже полосовидной формы, разделяемые разной конфигурации полями мигматит-плагиигранитов котозерского подкомплекса. В совокупности они образуют южное продолжение

Ругозерско-Энгозерской плутоно-метаморфической зоны, прослеживающейся со смежного с севера листа Q-36-XVI.

Породы хетоламбинского подкомплекса контактируют с мигматит-плагиогранитами котозерского подкомплекса, лопийскими гнейсами лоухской толщи и различными сланцами и амфиболитами верхнеозерской и хизоварской свит тикшеозерской серии. С котозерским подкомплексом граница либо четкая, выраженная резкой сменой ортоамфиболитов и 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. Со сланцами и амфиболитами верхнеозерской и хизоварской свит граница либо тектоническая, либо условная, что объясняется близостью состава этих образований с породами хетоламбинского подкомплекса, и, как правило, слабой изученностью их соотношений.

Объем хетоламбинского подкомплекса по сравнению с одноименной толщей, выделяемой на Госгеолкарте-200 первого поколения, существенно сократился за счет исключения из его состава значительной части биотитовых, эпидот-биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов, которые как показали работы последних двух десятилетий /7,87,97,104,106,110/, в большинстве случаев, являются породами гранитоидного или диоритоидного ряда и выделяются на карте в соответствии с Карельской СЛ 1998г. в составе котозерского мигматит-плагиогранитного подкомплекса. Кроме того значительная часть амфиболитов района озер Кереть, Вингели, Кумозеро, Майозеро и Поньгома в которых были установлены реликты первичных текстур и структур осадочно-вулканогенных пород, выделены из состава хетоламбинской толщи и отнесены к существенно вулканогенной верхнеозерской свите нижнего лопия.

Хетоламбинский подкомплекс представлен гранатовыми, гранат-полевошпатовыми, 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. Породы характеризуются четко полосчатыми текстурами, обусловленными как минеральной и структурной неоднородностью, так и послышной мигматизацией; реже выделяются массивные их разновидности. В региональном поле силы тяжести хетоламбинскому подкомплексу соответствует высокоинтенсивная гравитационная аномалия, постепенно понижающаяся к югу. На карте локальных аномалий Δg ему соответствуют изометрические и полосовидной формы положительные разной интенсивности аномалии, что вполне согласуется с плотностью пород, изменяющейся от $3,20 \text{ г/см}^3$ в ортоамфиболитах и метагабброидах до $2,70-2,80$ в метаанортозитах и плагиомигматитах. Магнитная восприимчивость пород подкомплекса, в основном, слабая, составляющая $5-40 \cdot 10^{-6}$ СГС, но резко увеличивается до нескольких сотен и даже тысяч 10^{-6} СГС в мигматизированных плагиомикроклиновым материалом амфиболитах и их бластокатаклазированных разновидностях, в которых происходит новообразование магнетита. В магнитном поле хетоламбинскому подкомплексу отвечает нормальное или слабо отрицательное (на юге площади) и слабо положительное (на севере площади) поле, в разной степени насыщенное локальными положительными аномалиями разной интенсивности, в основном полосовидной, реже изометрической формы.

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 отвечают направлению их простирания.

Типичные для хетоламбинского подкомплекса образования детально описаны на смежном с севера листе. На рассматриваемой территории в качестве эталонных площадей выделяются два, изученных авторами участка: Энгозерский (рис.3.1, № 23) и Поньгомреченский (рис.3.1, № 34).

Энгозерский участок сложен гранат-полевошпатовыми амфиболитами, часто с диопсидом и кристаллосланцами с широко варьирующим содержанием амфибола, диопсида, граната, скаполита, цоизита и эпидота. Породы преимущественно полосчатые, часто сланцеватые среднезернистые, реже встречаются массивные разновидности. Амфиболиты и кристаллосланцы находятся то в тонком (доли см – первые см), то более грубом (первые метры – десятки метров) чередовании. И в тех и в других наряду с гранобластовыми и нематогранобластовыми структурами отмечаются реликтовые габбровые, габброофитовые и панидиоморфнозернистые структуры, на что указывает наличие наряду с мелкими зернами плагиоклаза с округлыми или полигональными ограничениями крупных изометричных таблиц, часто зональных с сосюритизированной центральной зоной или лейстовидных. По составу он соответствует андезину и даже лабрадору. Часто отмечается развитие по плагиоклазу роговой обманки и граната. Диопсид, в основном, является реликтовым минералом, замещающимся роговой обманкой. Гранат образует мелкие зерна и порфиробласты, часто переполненные включениями зерен плагиоклаза, скаполита, роговой обманки (пойкилопорфиробласты). Постоянно присутствующими акцессорными минералами являются сфен и магнетит, количество которых достигает 1-2 %, иногда к ним добавляются сульфиды. В породах проявлены процессы скаполитизации, карбонатизации и окварцевания, а также плагиомигматизации, не имеющей однако повсеместного развития. Количество плагиогранитного и плагиоаплитового материала, присутствующего обычно в виде пластовых жилков и прожилков или порфиробластов, не превышает 10%, редко достигая 20-30% вблизи контакта с мигматит-плагиогранитами котозерского подкомплекса и плагиогранитами никольского комплекса.

Поньгомреченский участок отличается практически полным отсутствием в породах мигматизации, но более интенсивно проявленными процессами окварцевания, скаполитизации и карбонатизации. Полосчатость пород, обычно достаточно тонкая, связана с чередованием меланократовых ортоамфиболитов с мезо- и лейкократовыми ортокристаллосланцами. В породах чаще сохраняются реликтовые габбровые и гипидиоморфнозернистые (в ортоамфиболитах), паналлотриаморфнозернистые (в ортокристаллосланцах) структуры.

Проведенная авторами ревизия материалов предыдущих исследователей в комплексе с собственным фактическим материалом позволила установить следующее. В большинстве амфиболитов и кристаллосланцев устанавливаются реликтовые габбровые, пан- и аллотриаморфнозернистые 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, в какой-то степени является и результатом тектоно-метаморфических процессов.

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 из-за недостаточной обнаженности территории и недоизученности этого вопроса.

Наиболее интенсивным вторичным преобразованиям подверглись породы хетоламбинского подкомплекса на участке, расположенном севернее оз.Верх. Рюжи (северо-восток территории). Здесь вдоль субмеридионального разлома развиты бластокатаклазиты по апогабброидным и апоанортозитовым кристаллосланцам, испытавшие кроме того интенсивные метасоматические преобразования: хлоритизацию, карбонатизацию, окварцевание, турмалинизацию, кианитизацию и, главным образом, гранатитизацию. Пойкилопорфиры граната размером до 5 см в диаметре содержат включения зерен плагиоклаза, кварца, карбоната.

По данным В.С.Степанова и А.И.Слабунова /61/ большая часть амфиболитов отвечает базитам нормальной щелочности, 5-8% - субщелочным базитам и 12-17% - породам диоритового состава. При этом выделяется несколько петрохимических разновидностей амфиболитов,

различающихся соотношениями Mg, Fe и Ca, что, в основном, определяется их минеральным составом. По мнению указанных авторов широкий спектр составов хетоламбинских амфиболитов обеспечен процессом дифференциации первичного вещества, проходившем в направлении, близком к феннеровскому.

Породы хетоламбинского подкомплекса испытывают воздействие разновозрастных интрузий, развитых на площади их развития, 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. Приводимый А.И.Слабуновым /3/ возраст 2880 млн.лет (U-Pb метод по циркону) для метариодацитов (мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов), образующих маломощный прослой в толще амфиболитов района оз.Ворочистое (юго-восточная часть листа Q-36-XVI) не может являться доказательством лопийского возраста хетоламбинского подкомплекса в целом. Можно допустить, учитывая обширные площади его развития и недостаточно хорошую обнаженность, что при более целенаправленном картировании из его состава могут быть выделены локальные участки развития лопийских метавулканитов, аналогичных развитым в районе оз.Хаттомозеро, оз.Майозеро и др., которые на Госгеолкарте-200 первого поколения относились к хетоламбинской толще.

Котозерский мигматит-плагиогранитовый подкомплекс (*pγSM-LP_{1к}*).

Котозерский подкомплекс локализуется в восточной половине территории листа, занимая на современном эрозионном срезе порядка 50% ее площади. Он представлен многочисленными разновеликими полосовидными, овальными и сложной конфигурации телами, среди образований хетоламбинского подкомплекса, на отдельных участках перекрываемыми глиноземистыми гнейсами лоухской толщи и метавулканитами тикшеозерской серии лопия. В северо-западной части листа Q-36-XXII мигматит-плагиограниты котозерского подкомплекса вместе с мигматизированными породами хетоламбинского подкомплекса располагаются на продолжении Ковдозерской плутоно-

метаморфической зоны, прослеживающейся со смежного с севера листа; вся восточная область чередования пород котозерского и хетоламбинского подкомплексов рассматривается нами как единая обширная Ругозерско-Энгозерская плутоно-метаморфическая зона, имеющая продолжение на смежных с севера, востока и юга листах. Образования котозерского подкомплекса, слагающие куполовидные структуры в центральной части листа, относятся к комплексу фундамента Керетьско-Поньгомской подзоны Тикшеозерского зеленокаменного пояса.

На Госгеолкарте-200 первого поколения котозерскому подкомплексу отвечали гнейсовая часть хетоламбинской толщи и образования керетьской толщи беломорской серии. В качестве эталонных хорошо обнаженных площадей для котозерского подкомплекса выделяются (рис.3.1): – Овечьезерская (№ 19), Шобозерская (№ 26) и Поньгомреченская (№ 34).

Котозерский подкомплекс сложен гранитоидами тоналит-трондьемитовой ассоциации, представленной на рассматриваемой территории тоналитами, трондьемитами, кварцевыми диоритами и их в различной степени мигматизированными разновидностями. Все они связаны между собой постепенными, часто трудноуловимыми переходами; практически все в той или иной степени огнейсованы, часто полосчаты за счет чередования полос с различным содержанием темноцветных минералов и наличия послойных прожилков плагиоклазового и плагиомикроклинового гранитного материала, количество которого составляет в среднем 15-20%, иногда повышаясь до 30-40%. Гранитоиды содержат включения ортоамфиболитов и ортокристаллосланцев, а также мигматитов по ним в виде линз, полос шириной от нескольких сантиметров до десятков и даже сотен метров или остроугольных и овальной формы глыб диаметром до метра и более. С гранитоидами контакты их как четкие, так и постепенные. Доля включений в общем объеме пород подкомплекса составляет в среднем 2-3%, иногда повышаясь до 10%.

Устойчивым минеральным парагенезисом гранитоидов является плагиоклаз №15-35 (50-70%), кварц (10-20%), биотит (5-10%), роговая обманка (0-15%), эпидот (0-3%). В мигматизированных разновидностях увеличивается количество плагиоклаза и кварца,

появляется микроклин. В качестве вторичных минералов от единичных зерен до 8-10% отмечается мусковит, хлорит, скаполит, карбонат; акцессорные минералы – сфен, ортит, апатит. Структура пород гранобластовая, гломерогранобластовая, часто бластокатакластическая, 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.

На фоне обширной высокоинтенсивной региональной гравиметрической аномалии гранитоиды котозерского подкомплекса выделяются линейными и изометрическими слабо отрицательными аномалиями, что согласуется с их плотностью, варьирующей в пределах 2,62-2,68 г/см³. Магнитная восприимчивость гранитоидов в целом низкая, как правило, не превышающая $20-30 \cdot 10^{-6}$ СГС. Этим обусловлены слабо отрицательные или слабо положительные магнитные поля над образованиями подкомплекса варьирующей ориентировки и конфигурации. На МАКС котозерский подкомплекс не распознается. В редких случаях ему отвечает полукольцевой или овальный рисунок структурных линий.

Котозерский подкомплекс рассматривается нами как слой земной коры, образовавшийся в процессе дифференциации и анатектического плавления нижнего базитового слоя, о чем свидетельствуют многочисленные включения метабазитов в гранитоидах подкомплекса, а также постепенные переходы от ортоамфиболитов через плагиомигматиты к плагиогранитоидам. В ряде случаев гранитоиды котозерского подкомплекса выступают как рудовмещающие для промышленных керамических и слюдяно-керамических пегматитов.

Кестеньгский мигматит-плагиогранитовый комплекс (*pγ SM-LP₁ кс*) является возрастным и формационным аналогом котозерского подкомплекса. Породами комплекса, представленными преимущественно плагиогранитами, их разгнейсованными разновидностями и мигматитами по ним, сложены разновеликие и различной конфигурации выступы фундамента, принадлежащие западной части Пяозерского блока. Они заключены или находятся в обрамлении позднелопийского топозерского сиенит-гранитового комплекса, а также выделяются в составе Хизоварско-Пиртозерской подзоны Тикшеозерского ЗКП в ядрах куполовидных структур. От котозерского

подкомплекса плагиогранитоиды кестеньгского комплекса отличаются большей степенью гомогенизации: количество включений амфиболитов в них составляет лишь доли процента.

Позднеархейские плутонические образования.

Позднеархейские плутониты подразделяются на ранне- и позднелопийские.

Раннелопийские плутонические образования формируются в интервале 2900-2850 млн. лет. В БПП им отвечает боярский перидотит-габбро-анортозитовый; в Северо-Карельской СФЗ – окуневогубский габбровый комплексы.

Боярский комплекс перидотит-габбро-анортозитовый ($\eta\nu LP_1b$) представлен несколькими десятками мелких и рядом более или менее крупных тел, большая часть которых локализована в северо-восточной части территории. Интрузии, включенные в состав этого комплекса отвечают раннеорогенным друзитам К.А.Шуркина /70/, комплексу габбро-анортозитов В.С.Степанова /55/, друзитам первой возрастной группы М.Е.Салье и др. /106/.

Массивы комплекса характеризуются простым, реже дифференцированным строением, которое проявляется в более крупных массивах, в то время как мелкие, обычно представлены одной петрографической разновидностью. Самые распространенные породы комплекса – габбро и лейкогаббро (габброанортозиты), подчиненное развитие имеют габбронориты, оливковые габбро, плагиоклазовые перидотиты, троктолиты. Для пород характерны друзитовые структуры в сочетании с габброофитовыми, офитовыми, пойкилитовыми, панидиоморфно-зернистыми. Текстуры массивные, местами слабо полосчатые.

Как правило, базиты подверглись интенсивным вторичным преобразованиям, связанным с участием их в складчатых деформациях и метаморфизме нескольких этапов, а также воздействием секущих гранитов. 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 пород с массивной текстурой, реликтами габбровых и друзитовых структур. Между неизмененными габброидами и амфиболитами переходы постепенные.

Метаморфизм базитов происходил в условиях амфиболитовой фации высоких давлений и сопровождался повсеместным развитием метаморфических минералов по первичномагматическим породообразующим минералам габброидов: эпидота, клиноцоизита, амфибола, граната, которые образуют либо порфиробластические вкрапленники, либо венцовые каймы вокруг первичных феррических минералов по границе их с плагиоклазом. Наиболее крупными и изученными являются Боярский и Палоярвинский массивы.

Боярский массив (рис.3.1 № 4), являющийся петротипом данного комплекса, расположен на юго-восточном берегу оз.Боярского. Площадь его около 4,5 км². Структурно он приурочен к призматической части Северо-Боярской антиформы. Это лополит, несколько вытянутый в северо-западном направлении и наклоненный на юг. По данным В.С.Степанова /55/ в северо-восточной части массива вскрыт его непосредственный контакт с вмещающими породами. В эндоконтакте габброиды переходят в полевошпатовые амфиболиты, более мелкозернистые в двухметровой приконтактной зоне. В экзоконтакте устанавливается переслаивание полевошпатовых и бурых гранатовых амфиболитов, окварцованных, содержащих заметное количество сфена и тончайшие прослои гранат- и кианит-гранат-биотитовых гнейсов. С нашей точки зрения эти образования также принадлежат массиву и являются метасоматически измененными его членами.

Породы с хорошо сохранившимися первичными структурами и минеральным составом наблюдаются в массиве в виде реликтовых пятен, имеющих постепенные нечеткие границы с преобладающими в его составе полевошпатовыми амфиболитами. В северо-западной части массива присутствуют меланократовые троктолиты со шпировидными обособлениями перидотитов и небольшими жилами плагиоклазитов. По направлению к юго-востоку они постепенно сменяются сравнительно лейкократовым габбро. По всей вероятности, все эти породы являются дифференциатами одной порции магмы. Габбро, являющиеся наиболее распространенными первичными породами Боярского массива и комплекса в целом, обладают светло-серой окраской с кремовым оттенком, средней или крупной зернистостью. Как правило, они массивные или в той или иной мере осланцованные. Выделяются собственно габбро, в которых

пироксен представлен диопсидом или авгитом, и ортопироксеновые габбро с пироксеном, изменяющимся по составу от бронзита до гиперстена. Они всегда в той или иной мере амфиболизированы. Троктолиты имеют серую, «рябую» окраску, среднезернистое, реже крупнозернистое строение, массивную текстуру. Оливин в них представлен хризолитом, а лейстовидные зерна плагиоклаза № 50-80 выполняют промежутки между зернами оливина, часто имеющими агрегатное строение. Перидотиты – темнобурые, массивные крупнозернистые породы. По соотношению пироксенов среди них выделяются лерцолиты и верлиты. Постоянно присутствующий в них плагиоклаз в значительной степени или полностью замещается вторичными пироксенами, амфиболом и гранатом.

Анортозиты (плагиоклазиты), образующие жилковидные обособления в троктолитах, характеризуются светлосерой окраской с голубоватым оттенком. На 90% они сложены лейстовидными зернами плагиоклаза, в интерстициях между которыми развиты ксеноморфные зерна клинопироксена, обычно окруженные амфиболовыми и гранатовыми каймами.

Палоярвинский массив расположен восточнее оз. Кереть в районе губы Травяной и с северо-запада примыкает к оз. Палоярви (рис. 3.1 № 10). Описание массива дается по материалам В.С. Степанова и др. /53,57,58/. Он вытянут в субмеридиональном направлении на 5-7 км при ширине до 0,8-2,3 км. Массив приурочен к контакту хетоламбинских амфиболитов и метаандезидацитов хизоварской свиты нижнего лопья. Большая часть массива сложена полосчатыми гранат-полевошпатовыми амфиболитами, в которых присутствуют различной формы и размеров фрагменты перидотитов, вебстеритов и апоанортозитов. Характерной особенностью массива является наличие пород, обогащенных магнетитом и ильменитом. Всего в массиве выявлено 10 рудных тел мощностью от 0,2 до 30 м и протяженностью от десятков до 200 м. Детально изученное тело рудных вебстеритов-перидотитов видимой мощностью до 40 м прослежено по простиранию на 100 м. Внутреннее строение его определяется ритмично-зональным распределением рудных перидотитов, рудных вебстеритов и рудных амфиболитов.

Главными минералами рудных перидотитов являются оливин (50-60%), ромбический пироксен – гиперстен (6-14%), клинопироксен – диопсид-авгит (14-19%). Количество

ильменита и магнетита достигает 35% объема породы. Их зерна образуют крупные агрегатные скопления (до 0,5-1,0 мм), выполняющие интерстиции между зернами оливина и пироксена, что обуславливает сидеронитовые структуры этих пород. В агрегатах обычно преобладает магнетит. Вторичные силикатные минералы рудных перидотитов-вебстеритов представлены серпентином, замещающим оливин, и актинолитовой роговой обманкой, развивающейся по пироксенам. Рудные перидотиты-вебстериты сменяются сложно построенными полосчатыми зонами, представленными амфиболизированными вебстеритами, двупироксеновыми, клинопироксеновыми, гранат-клинопироксеновыми, гранатовыми и куммингтонитовыми амфиболитами, также содержащими значительное количество рудного вещества, преимущественно в виде ильменита и сфена.

Во всех рудных зонах отмечаются существенные концентрации элементов платиновой группы. По петрохимическим особенностям все породы боярского комплекса являются представителями нормального ряда, натриевой, реже калиево-натриевой серий. Массивы различаются по степени железистости и магнезиальности пород, что позволило В.С.Степанову выделить в его составе два подкомплекса. Представителем железистого подкомплекса является Нижнепоповский массив, расположенный на листе Q-36-XVI, магнезиального – Боярский.

Наиболее вероятным, по мнению В.С.Степанова /57,58/ 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. К настоящему времени выявлен лишь один Палоярвинский массив с магнетит-ильменитовой и сопутствующей платиновой и золотой минерализацией.

Плотность пород комплекса варьирует от 3.27 г/см^3 для меланократовых дифференциатов до 2.90 г/см^3 для лейкократовых. Намагниченность пород в целом слабая: магнитная

восприимчивость обычно не выходит за пределы $12-190 \cdot 10^{-6}$ СГС, что хорошо согласуется с низким содержанием и составом рудных минералов. Соответственно в поле ΔT массивы комплекса не находят отражения. Лишь Палоярвинский массив, содержащий в своем составе рудные перидотиты и рудные амфиболиты с значительным количеством магнетита, характеризуется аномалией порядка 300-400 нТл.

Раннелопийский возраст комплекса устанавливается по секущим соотношениям массивов с вмещающими образованиями беломорского комплекса и нижнелопийской лоухской толщи – глиноземистыми гнейсами, амфиболитами, плагиогранитами и др., ксенолиты которых встречаются в массивах базитов. Устанавливается также пересечение базитов позднелопийскими плагиогранитами никольского комплекса с возрастом 2760-2780 млн.лет, оказывающими на них активное контактное воздействие (амфиболизацию, биотитизацию, брекчирование, мигматизацию). Надежных определений радиологического возраста для пород боярского комплекса, с нашей точки зрения, в настоящее время не имеется.

Окуневогубский комплекс габбровый ($\nu LP_1 o$), локализуемый в Северо-Карельской СФЗ, является возрастным и близким формационным аналогом боярского комплекса БПП. Он представлен примерно двумя десятками небольших и средних по размерам пластообразных, реже штокообразных интрузий, прорывающих нижнелопийские метаосадки и метавулканы тикшеозерской серии и нерасчлененные саамско-раннелопийские гранитоиды, реже слагающих останцовые тела в позднелопийских гранитоидах топозерского комплекса.

В массивах наблюдаются элементы дифференциации и расслоенности: слагающие их породы изменяются по составу от мелано- до лейкократовых габбро и габброанортозитов ($\eta\nu$) как с резкими, так и постепенными контактами между ними. Текстуры пород массивные или полосчатые, часто сланцеватые. В большинстве случаев габброиды под влиянием метаморфизма и прорывающих их гранитов превращены в габброамфиболиты, амфиболиты и различные по составу плагиосланцы. Структуры пород обычно нематогранобластовые, порфирогранобластовые, но сохраняются и реликтовые габбровые, аллотриаморфнозернистые и габброофитовые.

Главные породообразующие минералы метагабброидов, содержащиеся в них в различных количественных соотношениях, представлены обыкновенной зеленой и буро-зеленой роговой обманкой и андезином, реже лабрадором, в единичных случаях отмечается диопсид. В качестве второстепенных минералов присутствуют биотит, гранат, цоизит, хлорит, кварц; из аксессуарных - преобладающими являются сфен и титаномагнетит, количество которых достигает 1-1,5%; отмечается также апатит, лейкоксен, эпидот. Порфиробласты в порфиробластических разновидностях амфиболитов представлены крупными выделениями граната до 1-5 см в диаметре и таблитчатыми или призматическими зернами зеленого амфибола. И гранат и амфибол, как правило, развиваются по плагиоклазу, пластинчатые зерна которого присутствуют в этих минералах в качестве включений.

Из-за малых размеров тел и невысокой намагниченности в физических полях массивы окуневогубского комплекса не выражены. От боярского комплекса габброиды окуневогубского комплекса отличаются отсутствием ультраосновной составляющей, а также друзитовых структур, что объясняется, по-видимому, их становлением в других менее глубинных и более стабильных геодинамических условиях.

Позднелопийские plutонические образования представлены, в основном, разнообразными по составу и генезису гранитоидами, а также хизоварским андезидацитовым дайковым комплексом.

Поньгомский габбро-эндербит-чарнокитовый комплекс (vу LP₂ p) на рассматриваемой территории представлен всего одним незначительных размеров телом, расположенном в юго-восточном углу листа севернее порогов реки Кузема. Он принадлежит довольно значительной по площади области развития пород этого комплекса, располагающейся на смежных с востока и юго-востока листах Q-36-XXIII, XXIV и Q-36-XXIX, XXX и включающей порядка полутора десятков массивов от мелких площадью в 1-3 км² до довольно крупных, площадь которых достигает 20-25 км². Для одного из них – Поньгомского, являющегося петротипическим для данного комплекса U-Pb изохронным методом по цирконам определен возраст 2787±21 млн.лет.

Хизоварский комплекс андезидацитовый ($\alpha\zeta$ LP_{2h}) представлен несколькими маломощными дайками, преимущественно северо-восточного, реже северо-западного простирания, иногда мелкими штоками. Большая их часть не выражается в масштабе карты. В основном, они локализируются в пределах Хизоварской структуры Тикшеозерского ЗКП (рис.3.1, площадь № 3), прорывая нижнелопийские осадочно-вулканогенные образования верхнеозерской и хизоварской свит.

По данным В.Н.Кожевникова /20,22/ наиболее распространенными являются породы дацитового, андезидацитового и андезитового состава, встречаются также риодациты и риолиты. Чаще они представляют собой кристаллосланцы с варьирующим содержанием плагиоклаза-андезина, кварца, биотита, мусковита, амфибола-куммингтонита и граната. В менее рассланцованных разновидностях выделяются вкрапленники кварца или округлые выщелоченные обособления, выполненные карбонатом, хлоритом с кварц-гранатовой оторочкой, весьма напоминающей миндалины. Породы подверглись довольно интенсивной автometасоматической переработке с образованием амфибол-плагиоклаз-кварц-кианит-турмалиновых пород.

Количество SiO₂ в андезитах колеблется от 59,71% до 63,78%, в риолитах повышается до 75,30%; и те и другие являются высокоглиноземистыми породами с содержанием Al₂O₃ от 14,87% до 17,69%; Na₂O в андезитах почти постоянно преобладает над K₂O, в риолитах наоборот K₂O преобладает над Na₂O. Изотопный возраст цирконов, определенный из двух даек дацитов, оценивается равным 2803±35 млн. лет / 20 /.

Кухтозерский комплекс диорит-гранодиоритовый (δ LP_{2к}) представлен более чем двумя десятками мелких и средних по размерам массивов, локализующихся в Тикшеозерском ЗКП и прорывающих нижнелопийские метаосадки и метавулканиды верхнеозерской и хизоварской свит, а также ранне-позднеархейские мигматит-плагиограниты кестеньгского комплекса. Массивы, в основном, штокообразной формы, в плане близкие к изометрическим или удлиненные. Контакты с вмещающими породами чаще секущие или согласно-секущие. На вмещающие породы они оказывают активное контактовое воздействие, вызывая в

метавулканитах укрупнение зерен амфибола вплоть до образования мономинеральных амфиболитов в зонах мощностью до 1 см и образование каевок граната.

Массивы, локализующиеся в западной части Тикшеозерского ЗКП имеют сложное дифференцированное строение и представлены широкой гаммой пород от диоритов до лейкоплагиигранитов. Массивы восточной части ЗКП характеризуются более простым однородным строением и, в основном, сложены мезократовыми плагиигранитами, реже кварцевыми диоритами. В качестве эталонного рассматривается массив Рухнаволоцкий-1 (рис.3.1. № 15), впервые выделенный на рассматриваемой территории в 1999г. по результатам бурения Северной ПРЭ нескольких скважин глубиной до 152 м. Массив площадью порядка 6 км² представляет собой несколько вытянутый в субмеридиональном направлении шток, характеризующийся четко дифференцированным расслоенным строением. Он сложен чередующимися между собой горизонтами диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, тоналитов и плагиигранитов мощностью от десятков сантиметров до нескольких метров с постепенными переходами между разновидностями пород. Преобладающими являются кварцевые диориты. Изредка встречаются кварцевые монзониты и монцодиориты.

В гранитоидах часто присутствуют пластовые и секущие жилки плагиигранит-аплитов, гранит-аплитов, а также цоизит-плагииоклазовых и биотит-цоизит-плагииоклазовых пород, по-видимому метасоматически измененных дацитов и андезидацитов. Характерной чертой этого массива является развитие пластовых тел метасоматических полосчатых магнетит-амфибол-кварцевых сланцев (магнетитовых кварцитов) мощностью от нескольких сантиметров до 1,5, редко 8-10 метров. Обычно по границе между ними и гранитоидами проходят зонки интенсивной биотитизации, окварцевания, иногда брекчирования гранитоидов варьирующей мощности – от 3-5 см до 0,2 – 0,5 м. Переходы между этими зонками и амфибол-магнетит-кварцевыми сланцами четкие, но не резкие: отмечается постепенное нарастание степени окварцевания, увеличение вкрапленности магнетита от точечной рассеянной к послойной и затем сплошной.

Породы Рухнаволоцкого-1 массива, в большинстве случаев огнейсованы, часто рассланцованы с образованием маломощных зон интенсивной биотитизации. Диориты и кварцевые диориты среднезернистые мезо- и меланократовые, реже лейкократовые породы с гранобластовыми, лепидогранобластовыми, бластокатакlastическими, часто реликтивными гипидиоморфнозернистыми и призматическизернистыми структурами, гнейсовидными, реже массивными текстурами. Породы состоят из плагиоклаза-андезина, часто в хорошо сохранившихся таблитчатых формах, обычно пелитизированных и серицитизированных (50-70%), биотита, роговой обманки (20-35%), кварца (до 10%); второстепенные и вторичные минералы: эпидот, цоизит, хлорит, изредка гранат; аксессуарные: сфен (иногда до 3-5%), апатит, ортит, турмалин, магнетит (до 2-3%), сульфиды. В тоналитах сумма темноцветных понижается до 15%, а кварца – увеличивается до 15%, появляется небольшое количество микроклина (до 3%). Плаггиограниты – лейко- и мезократовые породы, от средне- до мелкозернистых, в которых количество биотита обычно 5-7%, редко до 15%. В монцодиоритах и кварцевых монцонитах наряду с минералами, присутствующими в диоритах и кварцевых диоритах, отмечается заметное количество микроклина (до 12-15%) и увеличивается количество кварца (до 12%), обыкновенная роговая обманка приобретает синеватый оттенок. Плаггиогранит-аплиты и гранит-аплиты - мелкозернистые лейкократовые породы массивные, однородные с содержанием биотита и мусковита от 1 до 5%. Структуры их аллотриаморфнозернистые, аплитовые или гранитовые. Породы массива подверглись довольно интенсивным вторичным минеральным преобразованиям: окварцеванию, биотитизации, эпидотизации, цоизитизации, скаполитизации, сульфидизации и развитию амфибол-магнетит-кварцевых пород, переходящих постепенно в полосчатые амфибол-магнетит-кварцевые сланцы. Зоны сульфидизации мощностью до 2 метров характеризуются точечным или гнездовым распределением сульфидов, представленных, в основном, пиритом и пирротинном. Амфибол-магнетит-кварцевые сланцы тонкополосчатые мелкоплойчатые породы, визуально не отличающиеся от аналогичных пород, ассоциирующих с осадочно-вулканогенными образованиями. Чередующиеся мономинеральные кварцевые, кварц-амфибол-магнетитовые и амфибол-

магнетитовые полосы имеют мощность от долей сантиметров до нескольких сантиметров. Полосчатость выдержанная, либо линзовидная с выклиниванием амфибол-магнетитовых прослоев. Структура сланцев гранобластовая от мелко- до крупнозернистой. Выделяется два амфибола: бесцветный куммингтонит и развивающийся по нему голубовато-зеленый (родузит?) Магнетит является наиболее поздним минералом. Характерно наличие сульфидов – пирита и пирротина, количество которых по отношению к общему количеству рудных колеблется от долей процента до 15-20%. По-видимому развитие горизонтов амфибол-магнетит-кварцевых сланцев связано с зонами трещиноватости в гранитоидах, по которым в автометасоматическую стадию циркулировали щелочные и железо-магнезиальные растворы.

Заметное содержание магнетита в гранитоидах Рухнаволоцкого-1 массива и наличие в составе массива тел амфибол-магнетит-кварцевых сланцев вызывает наличие соответствующей ему положительной магнитной аномалии интенсивностью до 2000 нТл. Аналогичные по интенсивности аномалии наблюдаются над Рухнаволоцким – II массивом и массивом, расположенным севернее оз.Верхнее, что позволяет предполагать наличие в их составе тел амфибол-магнетит-кварцевых сланцев. Массивы кухтозерского комплекса, развитые в восточной части пояса, в магнитном поле ΔT не проявляются.

В гравиметрическом поле, вероятно из-за малых размеров тел и близкой плотности гранитоидов с вмещающими их метавулканитами лопия, массивы комплекса не выделяются.

По петрохимическим особенностям породы относятся к кислым и средним нормального или умеренно-щелочного ряда. Количество SiO_2 колеблется в них от 60 до 70%, K_2O – от 1,3 до 3,5%.

Изотопный возраст установлен U-Pb методом по циркону для диоритоидов Вингелевского массива (рис. 3.1 № 25) – 2720 млн.лет и Лешевоозерского массива (рис. 3.1 № 22) – 2803 млн.лет / /, а также гнейсо-плагиогранитов Шобозерского массива – $2720 \pm 8,9$ млн.лет (рис. 3.1 № 26), отвечающий позднелопийскому времени их становления.

Никольский комплекс плагиогранитовый (*рγ LP₂ n*) локализуется в пределах БПП. Он представлен почти тремя десятками мелких и средних пластовых, пластово-секущих и секущих

интрузий, прорывающих все образования саамско-лопийского беломорского комплекса, нижне-лопийские гнейсы лоухской толщи и раннелопийские друзиты боярского комплекса, оказывая на них локальное контактовое и мигматизирующее воздействие. Массивы плагиогранитов прорываются позднелопийскими гранитами и гранит-аплитами. Распределение массивов по площади неравномерное: большая их часть концентрируется в северо-восточной части площади листа вдоль северо-восточного разлома, а также в толще лоухских гнейсов (рис.3.1, Телячьеозерский ареал № 5). Размеры тел сильно варьируют и составляют от 5-10 м² (не выделяются в масштабе карты) до 7-10 км²; в основном размеры тел составляют 4-7 км².

По составу преобладают плагиограниты и лейкоплагиограниты, значительно реже отмечаются гранодиориты. Породы массивные или огнейсованные, однородные, иногда нечетко полосчатые от мелко- до среднезернистых. Структуры пород бластогранитовые, гранобластовые, порфирогранобластовые. Главными минералами плагиогранитов являются плагиоклаз – олигоклаз (50-70%), кварц (20%) и темно-бурый биотит (3-7%). Вторичные и второстепенные минералы представлены мусковитом, эпидотом, цоизитом, гранатом и хлоритом; аксессуарные – ортитом, апатитом, сфеном, редко цирконом и магнетитом.

По химическому составу плагиограниты никольского комплекса отвечают низкощелочным гранитоидам с существенным преобладанием Na над K. Они характеризуются низкой плотностью (2,55-2,60 г/см³) и слабой намагниченностью ($7 \cdot 10^{-6}$ СГС). В связи с малыми размерами тел они не имеют индивидуальной выраженности ни в магнитном, ни в гравиметрическом полях.

На Госгеолкарте-200 первого поколения большая часть выделенных массивов плагиогранитов входила в состав гнейсовой части хетоламбинской толщи беломорской серии нижнего архея, а рядом исследователей относилась к олигоклазовым гранитам 1 группы. Нами они параллелизуются с массивами, расположенными на полуострове Толстик (лист Q-36-IX), для которых Т.В.Каулиной /19/ получены цифры возраста, равные 2761 ± 10 и 2685 ± 8 (U-Pb метод, циркон). С периодом формирования никольского комплекса, вероятно, связано развитие плагиомигматитов по глиноземистым гнейсам лоухской толщи, а также значительной части

лейкосомы кварц-плагиоклазового состава в образованиях хетоламбинского подкомплекса. 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 (γ LP₂ κ) развит в центральной части территории листа по берегам и островам оз.Кереть в виде субмеридиональной полосы, протягивающейся со смежного с севера листа Q-36-XV, XVI и выклинивающейся на широте г.Вичаны. Вся эта полоса мигматит-анатектит-гранитов рассматривается как зона сочленения БПП и Карельской гранит-зеленокаменной области.

На Госгеолкарте–200 первого поколения площадь развития мигматит-анатектит-гранитового комплекса относилась к керетьской, частью к хетоламбинской толщам беломорской серии. С востока комплекс, в основном, граничит с амфиболитами и кристаллосланцами хетоламбинского подкомплекса, с запада и юго-востока с метавулканитами лопия, которые присутствуют в мигматит-гранитах в виде довольно крупных фрагментов. И с теми и с другими граница четкая, 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 в образованиях беломорского метаморфического комплекса. По данным М.Е.Салье /106/ 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. Мигматит-граниты оказывают активное контактное воздействие на друзиты боярского комплекса, которые в области их влияния амфиболизируются и биотитизируются, часто блокированы с образованием участков (зон) агматитов.

Керетьский комплекс характеризуется крайней неоднородностью состава и структурно-текстурных особенностей слагающих его пород. Основу его составляют теневые мигматиты и мигматит-граниты микроклинового, плагиомикроклинового 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 равномернозернистыми или порфиroidными структурами, массивными или гнейсовидными. Зернистость их также крайне изменчива: в пределах одного обнажения отмечаются породы от средне- до грубозернистых. Неоднородность пород усиливается наличием в их составе значительного количества линз, гнезд и жил аплитов и пегматитов. Переходы между всеми разновидностями пород постепенные, трудно уловимые, 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-олигоклаза (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 $2,62-2,64 \text{ г/см}^3$, иногда понижаясь до $2,52 \text{ г/см}^3$. 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 комплексу отвечает поясовая слабо отрицательная аномалия; магнитное поле слабо положительное с изометрическими и отдельными линейными аномалиями интенсивностью до 300 нТл.

Поскольку на территории листа большая часть керетьского комплекса покрыта водами оз.Кереть, на МАКС он не имеет какого-либо выражения.

Позднелопийский возраст образований керетьского комплекса обосновывается пересечением телами мигматит-гранитов раннелопийской мигматитовой полосчатости,

воздействием их на друзиты боярского комплекса и участием в складчатых движениях ребольского цикла. Подтверждается он изотопным возрастом мигматит-гранитов, полученным на смежном с севера листе в районе рудника Плотина Rb-Sr методом по циркону, равным 2710 ± 50 млн.лет.

Винговский (γ LP₂ v) и мягрекский (γ LP₂ m) гранитовые комплексы являются формационными аналогами, локализующимися в разных структурных областях: винговский – в Северо-Карельской СФЗ в Тикшеозерском ЗКП и его гранитоидном обрамлении, мягрекский – в БПП.

Винговский комплекс представлен девятью небольшими массивами, большая часть которых располагается вдоль северо-западного глубинного разлома, а два наиболее крупных, вероятно, связаны с опережающими его северо-восточными разрывными нарушениями. По форме это вытянутые в северо-западном или северо-восточном направлении штоки секущие и согласно-секущие по отношению к вмещающим саамско-лопийским плагиогранитоидам, нижнелопийским метавулканитам и позднелопийским диоритоидам кухтозерского комплекса. На вмещающие породы граниты оказывают активное мигматизирующее воздействие, в следствии чего граница их с гранитоидами кестеньгского комплекса нечеткая, постепенная, а с лопийскими метавулканитами – представляет собой зону послойных мигматитов шириной в десятки метров, либо зону развития гранат-амфиболовых и др. метасоматитов мощностью до 1-1,5 м.

По составу преобладают граниты, реже встречаются гранодиориты и гранодиорит-аплиты. Это розовые, реже серовато-розовые мелко- и среднезернистые породы массивные, однородные, реже гнейсовидные, обычно лейкократовые. Структура их гипидиоморфнозернистая, аплитовая или гранобластовая с элементами катаклаза и метасоматического замещения. Содержание основных породообразующих минералов довольно сильно варьирует и составляет: кварца –23-45%, плагиоклаза (альбит-олигоклаз и олигоклаз) – 20-50%, микроклина –25-50%, биотита – 1-10%, мусковита – до 1,5%. Кроме того встречаются эпидот, цоизит, гранат. Акцессорные минералы: апатит, циркон, ортит, сфен и магнетит.

По минеральному и химическому составу граниты относятся к нормальному или субщелочному петрохимическому ряду и отвечают лейкогранитам и субщелочным двуполевошпатовым гранитам. Плотность гранитов находится в интервале 2,54-2,60 г/см³, т.е. значительно ниже вмещающих их пород, однако из-за малых размеров тел в поле Δg они не выделяются. Не выделяются они и в поле ΔT .

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

Массивы мягрекского комплекса имеют ограниченное развитие и представлены небольшими (0,3-0,5 км², редко до 3-4 км²) пластовыми и пластово-секущими телами. Они прорывают амфиболиты и кристаллосланцы хетоламбинского подкомплекса, а также гнейсы лоухской толщи и друзиты боярского комплекса, оказывая 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, порфириовидная, как правило, осложненная явлениями бластеза, метасоматического замещения и катаклаза. По составу это лейкократовые до аляскитовых биотитовые или мусковит-биотитовые микроклин-плагиоклазовые, плагиомикроклиновые до существенно микроклиновых граниты. Иногда в них отмечается роговая обманка; акцессорные: апатит, сфен, циркон, магнетит.

Все особенности гранитов мягрекского комплекса указывают на их палингенно-анатектическую природу при значительной роли процессов щелочного метасоматоза.

Ни в гравиметрическом, ни в магнитном поле массивы гранитов из-за малых размеров не выделяются.

Изотопные определения возраста конкретно для массивов винговского и мягрекского комплексов отсутствуют, но судя по данным для аналогичных массивов Карельского региона, формирование их происходило в интервале 2,75-2,65 млрд. лет.

Топозерский комплекс граносиенит-гранитовый (γLP_2t), пользуется широким развитием, занимая примерно 40% западной половины площади листа. Он известен в литературе как топозерский тип гранитов и на Госгеолкарте-200 первого поколения /8,83/ относился к комплексу раннепротерозойских (позднеархейских по современной схеме) гранитов и связанных с ними мигматитов. К.А.Шуркиным и др. /71/ и В.М.Шемякиным /68/ они рассматривались в составе Топозерского массива бластомилонитов по раннепротерозойским (сумийским) чарнокитам. Проведенный авторами настоящих листов значительный объем контрольно-редакционных маршрутов на площади развития топозерских гранитов позволил существенно уточнить площадное развитие этих специфических гранитоидов, решить вопрос их возраста и геотектонической позиции.

Большая часть гранитоидов, отнесенных к топозерскому комплексу, располагается вдоль восточного, южного и западного (за пределами листа) берега оз.Топозера и на его островах и приурочена к юго-восточной части Пяозерского выступа фундамента. Здесь ими сложен вытянутый в северо-западном направлении Топозерский массив (рис. 3.1, № 9, эталонная площадь № 24) со сложными извилистыми контурами. Общая площадь его порядка 3500 км², из них примерно 2500 км² приходится на территорию листа Q-36-XXI, XXII. Кроме того в южной части территории выделяется довольно крупный Шуолиозерский массив, имеющий продолжение на смежной с юга территории (рис. 3.1 № 32), а также ряд мелких массивов восточнее оз.Поньгома и вдоль южного берега оз.Ниж.Кумозеро.

Гранитоиды топозерского комплекса прорывают и мигматизируют плагиогранитоиды кестеньгского ранне-позднеархейского комплекса, нижнелопийские метавулканы и метаосадки тикшеозерской серии и раннелопийские габброиды окуневогубского комплекса.

Все эти образования присутствуют в топозерских гранитоидах в виде ксенолитов (или реликтов субстрата) различной величины и формы, размером от нескольких сантиметров до первых километров в длину. Большая часть их в настоящее время представлена амфиболитами и амфиболовыми сланцами. Особенно следует отметить наличие внутри массива крупных до 40-50 км² выступов древнего плагиогранитоидного фундамента.

Верхняя возрастная граница гранитоидов топозерского комплекса определяется по пересечению их сумийскими интрузиями чарнокитов.

Преобладающими в составе комплекса являются граниты биотит-амфиболовые от средне- до крупнозернистых серовато-розовые гнейсовидные, реже массивные, иногда нечетко полосчатые за счет чередования лейко-мезократовых и мезо-меланократовых разновидностей. Меньшим развитием пользуются плагиограниты и гранодиориты, обычно ассоциирующие с ортоамфиболитами и ортокристаллосланцами и, по-видимому, представляющие собой гибридные породы, образовавшиеся в результате взаимодействия гранитов и основных пород. В ряде пунктов отмечались граносиениты, кварцевые сиениты и крайне редко сиениты. Их отличает более мелкозернистое сложение и часто более ярко розовый до мясокрасного цвет. Во всех разновидностях гранитоидов присутствуют многочисленные выделения пегматоидного материала в виде послойных прожилков, гнезд, обособлений неправильной формы, в контакте с которыми в гранитах происходит укрупнение чешуек биотита и зерен амфибола, группирующихся в линзо- и полосовидные скопления, иногда граниты в зоне мощностью 20-30 см становятся более мелкозернистыми. Количество пегматоидного материала достигает 25% объема породы. Отмечаются также гнезда и линзовидные обособления кварца.

Выделяются бластокатаклазированные и бластомилонитизированные разновидности гранитоидов, отличающиеся характерной пятнисто-линзовидной текстурой и большей меланократовостью.

Структуры гранитоидов гранитовые и бластогранитовые, иногда порфиroidные, осложненные явлениями катаклаза и метасоматического замещения. Порфиrowкрапленники представлены плагиоклазом и кварцем. Главными породообразующими минералами являются

плагиоклаз – олигоклаз № 23-25, микроклин и кварц, содержание которых варьирует в широких пределах, обуславливая постепенные переходы от микроклин-плагиоклазовых и плагиомикроклиновых гранитов к граносиенитам и кварцевым сиенитам. Темноцветные минералы представлены обыкновенной зеленой роговой обманкой, гастингситом, биотитом и редко единичными зернами диопсида. Гастингсит присутствует в породах, испытавших наложенный щелочной метасоматоз – альбитизацию с образованием прерывистых оторочек мирмекита на границе зерен плагиоклаза и микроклина. Биотит характеризуется резким плеохроизмом от золотисто-желтого до черного. Сумма темноцветных минералов в гранитах составляет 5-15%, в граносиенитах она повышается до 25%. Отличительной чертой гранитоидов топозерского комплекса является высокое содержание в них магнетита (до 2-3%), нередко в виде правильных октаэдров размером от долей см до 1-1,5 см в диаметре, часто приуроченных к лейкократовым разновидностям, а также сфена (до 3-5%), концентрирующегося в узких линзовидных и веретенообразных агрегатах. Из остальных акцессорных минералов присутствуют ортит, цоизит, эпидот, апатит.

Гранит-аплиты ($\alpha\gamma LP_2t$) и пегматиты (ρLP_2t), относящиеся к топозерскому комплексу, присутствуют в его составе в виде небольших пластовых тел и жил с четкими контактами, а также образуют отдельные маломощные жилы, в образованиях кестеньгского мигматит-плагиогранитового комплекса в юго-западной части площади листа. Гранит-аплиты розовато-серые или розовые мелкозернистые породы массивного, реже гнейсовидного сложения. Структура их гипидиоморфнозернистая или аллотриаморфнозернистая. Состав характеризуется варьирующим содержанием плагиоклаза, микроклина и кварца с небольшим количеством биотита, мусковита, хлорита и акцессорных магнетита, ортита и апатита.

Пегматитовые жилы обычно неправильной формы плагиомикроклиновые с пегматоидной до мелкоблоковой структурой. В небольшом количестве в них присутствует биотит, магнетит, жильбертит, редко апатит, в единичных случаях молибденит.

Следует сказать, что в целом гранитоиды топозерского комплекса характеризуются однотипностью состава и текстурно-структурных особенностей и однозначно определяются на

всей площади их развития. Плотность гранитоидов топозерского комплекса колеблется от 2,64 г/см³ для лейкократовых членов до 2,72-2,73 г/см³ – для меланократовых, но в целом выше, чем для других гранитоидных комплексов территории листа. С этим согласуется положительный характер гравиметрического поля Δg для большей восточной части площади развития топозерского комплекса. В западном направлении оно постепенно понижается и в акватории оз.Топозера достигает отрицательных значений. Морфологически поле Δg представлено несколькими высокоградиентными зонами, в основном, северо-восточного направления, отвечающих разрывным нарушениям, во многом определившим конфигурацию Топозерского массива. Вдоль них осуществлялись наложенные процессы катаклаза, бластомилонитизации и щелочного метасоматоза. Существенная разница в уровне поля может свидетельствовать о различном субстрате, за счет анатектического плавления которого образовались топозерские граниты: на северо-востоке это преимущественно основные метавулканы тикшеозерской серии и раннелопийские метагабброиды, на западе и юге – плагиогранитоиды кестеньгского комплекса и нижнелопийские метаосадки.

Магнитное поле, отвечающее топозерскому комплексу, положительное интенсивностью 100-200 нТл, что согласуется с повышенным содержанием в породах магнетита.

Судя по геолого-петрологическим особенностям (наличие первично интрузивных текстур и структур, мигматизирующее воздействие на вмещающие породы, интенсивное пегматитообразование) гранитоиды топозерского комплекса формировались на значительной глубине в позднелопийское время, что кроме геологических данных подтверждается радиологическим возрастом гранитов, равным 2700 млн.лет /63/.

Позднеархейские – раннепротерозойские плутонические образования.

Позднеархейские – раннепротерозойские плутониты представлены нерасчлененными образованиями лопийского боярского перидотит-габбро-анортозитового и сумийского куземского лерцолит-габброноритового комплексов ($v\sigma LP-KR_1^1$). 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, поэтому 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.

Раннепротерозойские плутонические образования.

Раннепротерозойские плутониты подразделяются на ранне- и позднекарельские.

Раннекарельские плутониты имеют на рассматриваемой территории заметное развитие. Они представлены интрузиями основного и ультраосновного состава сумийского, сариолийского и людиковийско-калевийского возраста, развитыми как в Северо-Карельской СФЗ, так и в БПП. Раннекарельские гранитоиды выделяются только в Северо-Карельской СФЗ.

Сумийские плутониты выделяются в БПП, в зоне его сочленения с Северо-Карельской СФЗ и в самой Северо-Карельской зоне. Они представлены куземским лерцолит-габбро-норитовым и вичанско-нуоруненским монцодиорит-чарнокит-гранитовым комплексами.

Куземский лерцолит-габбро-норитовый комплекс ($v\sigma KR_1^1 k$) представлен несколькими десятками тел от очень мелких, показанных вне масштаба, до интрузий площадью в 4-5 км². Максимальная концентрация их приходится на БПП в районе от северной рамки планшета до оз. Энгозера и существенно меньшая - на зону сочленения его с Северо-Карельской СФЗ. Участки повышенной концентрации мелких тел на схеме расположения плутонических образований объединяются в два ареала: Масельгский и Южно-Боярский (рис.3.1 № 6 и 8). Интрузии Масельгского ареала приурочены к северо-восточной зоне разломов, Южно-Боярского – к разлому северо-западного простирания.

Интрузии этого комплекса на Госгеолкартах-200 первого поколения включались в единую позднеархейскую серию друзитов, а К.А.Шуркиным /69/ относились к позднеорогенной группе архейских интрузий.

Выделяется два морфологических типа интрузивов: линейно-вытянутые в плане, трактуемые как дайки или пластовые тела и линзовидные, или близкие к изометричным 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. Достаточно часто отмечается блокировка тел со смещением и растаскиванием их фрагментов и заполнением образовавшихся полостей более поздним гранитным или пегматитовым материалом (будинаж). Вероятно многие сближенные выходы пород данного комплекса, закартированные как отдельные тела, принадлежат более крупным массивам, имевшим изначально более широкое распространение. По мнению В.С.Степанова /55/ в районе северного берега оз.Кулежма (Южно-Боярский ареал, рис.3.1) группа сравнительно небольших тел, вытянутых цепочкой в северо-западном направлении на 8-9 км являются фрагментами единой дайки, разобщенной в процессе более поздних подвижек рамы. Об этом свидетельствуют закаленные контакты на продольных ограничениях тел и тектонические – на поперечных.

В целом, 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 амфиболизации, 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 пород 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 интрузивов являются однофазными телами, сложенными какой-либо одной разновидностью пород, чаще всего оливиновыми габброноритами и габброноритами. В более крупных массивах, например в Пиртозерском, Амбарнинском и других, наблюдаются отчетливые черты дифференциации, выражающиеся в более широких вариациях состава слагающих их пород. Так в Пиртозерском массиве кроме габброноритов присутствуют габброперидотиты, пироксениты (шлиры) и обособления габбропегматитов. Центральная часть

Амбарнинского массива сложена габбро и лейкогаббро со шлирами анортозитов, западная и восточная – габброноритами.

В группах пространственно сближенных массивов устанавливается непрерывный ряд пород: плагиоклазовые лерцолиты – оливиновые меланогаббронориты – оливиновые габбронориты – габбронориты, лейкогаббронориты – иногда 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 закалок и иногда обладают определенными чертами ритмичности, обусловленными различными концентрациями оливина, ортопироксена и плагиоклаза в соседних слоях.

По данным В.С.Степанова имеющийся фактический материал позволяет считать достоверным образование комплекса в две фазы: главную, в течении 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 темносером 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 порфиривидные. Главные минералы этих пород, находящиеся в разных количественных соотношениях, - оливин, (хризолит), ортопироксен (бронзит), клинопироксен (эндиопсид и авгит) и плагиоклаз андезин-

лабрадорного ряда. Второстепенные – хромшпинелиды, хромит, количество которого достигает 1,5-2% и биотит, 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. Наибольшим распространением пользуются оливиновые габбронориты и габбронориты, связанные постепенными переходами. От ультраосновных дифференциатов они отличаются большим количеством (более 35%) «голубого» плагиоклаза и граната. Нередко в небольших количествах в них присутствует кварц, выполняющий интерстиционные промежутки между зернами плагиоклаза. В качестве аксессуаров отмечаются рутил, ильменит и сульфиды.

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 зернами 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. Порфирировидные выделения – оливин, ортопироксен и реже клинопироксен. Основная масса полнокристаллическая, сложена плагиоклазом, мелкими зернами пироксена, граната и биотита, в амфиболизированных разновидностях присутствует бледно-зеленый амфибол.

Метаморфические процессы приводят к преобразованию пород комплекса в гранатовые, полевошпатовые, реже кианитовые амфиболиты и серпентиниты. Амфиболиты обычно развиты в периферических частях интрузий или вдоль пересекающих их тектонических трещин. Устанавливается их формирование одновременно со свекофеннской складчатостью. Степень

серпентинизации интрузивов сравнительно невелика и определяется, в основном, содержанием оливина в исходных породах. В целом породы комплекса характеризуются как плотные и слабомагнитные. Для меланократовых разновидностей средняя плотность равна 3,20-3,28 г/см³, для лейкократовых – 2,95-3,09 г/см³. В серпентинизированных и амфиболизированных породах она понижается до 2,82 г/см³. Магнитная восприимчивость обычно составляет 10-20 до 40-80 ·10⁻⁶ СГС, резко возрастающая в различной степени серпентинизированных породах с новообразованными ферромагнетиками от первых сотен до десятков тысяч 10⁻⁶ СГС /39/. Большая часть массивов комплекса из-за незначительных размеров не имеет индивидуального выражения в гравиметрическом поле. Некоторые массивы основных- ультраосновных пород не только куземского, но и нерасчлененные архей-раннепротерозойские, имеющие в своем составе ультраосновные и оливинсодержащие разновидности, достаточно четко выражены в магнитном поле. Им отвечают локальные положительные изометрические, линзовидные или овальные аномалии ΔТ интенсивностью до 300-400 нТл.

Достаточно представительные петрохимические данные /55/ позволяют охарактеризовать родоначальную магму лерцолит-габброноритового комплекса, как толеитовую, характеризующуюся повышенными содержаниями Na₂O, K₂O и редких щелочей, высоким содержанием MgO, Cr₂O₃, NiO при пониженных концентрациях Al₂O₃, CaO, TiO₂. 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 комплекса, 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 комплекса связывается с проявлением рифтогенеза в глубинных условиях. Оно происходило в жесткой холодной раме на глубинах не менее 4-5 км в условиях спокойного растяжения земной коры /1,60/.

Сумийский возраст куземского комплекса устанавливается по геологическим и геохронологическим данным: массивы прорывают все развитые на территории позднеархейские образования, имеют с ними закаленные контакты и прорываются калиевыми гранитами и пегматитами с возрастом 2394 ± 7 млн.лет /19/. По мнению В.С.Степанова /60/ и других исследователей куземский комплекс является возрастным и формационным аналогом расслоенных интрузий олангского комплекса Северо-Карельской СФЗ и района Койлисмаа в Финляндии, имеющих возраст 2450 млн.лет. Аналогичный возраст получен для принадлежащих куземскому комплексу Ковдорского и Толстиковского массивов, расположенных на листе Q-36-IX /19/.

По совокупности геолого-петрологических данных и формационной принадлежности куземский лерцолит-габброноритовый комплекс оценивается как потенциально никеленосный, представляющий определенный интерес также в отношении хрома /55/.

Вичанско-Нуоруненский монцодиорит-чарнокит-гранитовый комплекс сумийского возраста является уникальным для восточной части Фенноскандинавского щита и локализован только в Северо-Карельской СФЗ. На площади листа развиты два его подкомплекса – Вичанский чарнокитовый и Нуоруненский гранитовый.

Вичанский чарнокитовый подкомплекс (ϵKR_1^{1v}) представлен более чем двумя десятками массивов размером от 1-2 км² до 30-40 км². Наиболее крупными из них являются (рис. 3.1) Вичанский (№ 18) – петротип данного подкомплекса, Травяной (№ 14), Нарвозерский – 1 и 2 (№ 17 и 20), Пиртозерский (№ 21), Чеозерский -1 и 2 (№ 27 и 29), Нумушарский (№ 31) и Хангозерский (№ 33). Массивы подкомплекса, особенно Вичанский и Нарвозерский изучались К.А.Шуркиным и др. /71/, В.М.Шемякиным /68/, О.И.Володичевым /7/ и В.С.Степановым /55/,

по материалам которых с дополнениями и уточнениями авторов листа и приводится их описание.

Массивы подкомплекса прорывают разновозрастные гранитоиды Пяозерского выступа фундамента, раннелопийские и сумийские вулканиты, а также раннелопийские габброиды. Это интрузии трещинного типа, контролируемые разрывными нарушениями северо-восточного и субширотного, реже субмеридионального простирания и часто залечивающие их. По отношению к складчатой структуре вмещающих пород они занимают секущее или согласно-секущее положение, имея с ними эруптивные взаимоотношения. Это доказывается наличием апофиз в виде жил чарнокитоидов в метавулканитах и габброидах, наличием в породах массивов большого количества различных по размеру ксенолитов практически всех прорываемых ими пород, а также мощных зон эруптивных брекчий и зон ороговикования во вмещающих вулканитах. Характерной особенностью массивов является практически полное отсутствие связанных с ними жильных образований.

Интрузии слагаются довольно однородными средне-, реже крупнозернистыми гиперстен-содержащими гранитоидами (чарнокитоидами), включающими собственно чарнокиты, эндербиты, монцондербиты, а также апочарнокиты, представленные биотит-амфиболовыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Это породы более темного, чем обычные гранитоиды розовато-коричневого или бурого с сиреневатым оттенком цвета (за счет темного цвета плагиоклаза) с характерными округлыми выделениями голубовато-серого или дымчатого опаловидного кварца. Текстура их массивная, какие-либо признаки расслоенности отсутствуют; вдоль пересекающих их разрывных нарушений в зонах эндоконтактов образуются бластомилониты. Структура пород гипидиоморфнозернистая, не редко с элементами бластеза и катаклаза, монцонитовая и микрографическая.

Главными породообразующими минералами чарнокитоидов являются кварц, плагиоклаз, ортоклаз, ромбический и моноклинный пироксен, амфибол и биотит. Количественные соотношения этих минералов определяют петрографическую номенклатуру пород. По содержанию темноцветных минералов выделяются гиперстеновые, двупироксеновые,

пироксен-амфиболовые, пироксен-амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые разновидности. Кварц присутствует в виде зерен двух морфологических типов: идиоморфных порфирированных зерен голубого и дымчатого цвета размером до 5-7 мм и мелких в 0,1-0,3 мм зерен, развивающихся в основной массе пород. Плагиоклаз отвечает по составу андезину № 36-40, и олигоклаз-андезину № 25-32, имеющему нормальное зональное строение. Ортоклаз почти всегда характеризуется пертитовым строением. Ромбический пироксен по оптическим свойствам отвечает феррогиперстену, часто он замещается агрегатом слюдистых минералов. Моноклинный пироксен относится к ряду диопсид-геденбергита. Амфибол - темнозеленая, иногда с буроватым оттенком роговая обманка, по данным К.А.Шуркина /71/ и В.М.Шемякина /68/, являющаяся гастингситом, часто развивается по пироксену. Биотит характеризуется интенсивным плеохроизмом от темнокрасно-коричневого по Ng до светложелтого или золотисто-коричневого по Nr. В качестве второстепенных минералов присутствуют гранат, иногда образующий прерывистые каемки вокруг пироксенов, эпидот и магнетит, количество которого иногда достигает 2%. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, пиритом, халькопиритом, ильменитом, цирконом.

По петрохимическим особенностям чарнокитоиды относятся к гранитоидам нормального ряда, калий-натровым и реже натровым, а по содержанию щелочей – к богатым, умеренно богатым и бедным щелочами. Характерна их высокая общая железистость и титанистость. Плотность чарнокитоидов значительно колеблется – от 2,64 г/см³ до 2,75 г/см³, что определяется различным содержанием в них темноцветных минералов, главным образом пироксенов и амфибола. Индивидуальной выраженности в гравиметрическом поле Δg массивы чарнокитоидов не имеют, поскольку по плотности близки к вмещающим их породам. Значительная часть массивов приурочена к зонам градиентов, отвечающих разрывным нарушениям. Более четкое выражение они имеют в магнитном поле, где им отвечают локальные положительные аномалии интенсивностью до 1000-2000 нТл, объясняющиеся часто высоким содержанием в породах магнетита.

По всей вероятности чарнокиты образовались из особого типа гранитной магмы, возникшей в результате селективного плавления слоя земной коры, переходного от гранулит-базитового к гранитному, что соответствует глубине 10-12 км. Становление и консолидация интрузивных тел чарнокитов происходила на сравнительно небольших глубинах – порядка 3-5 км. Об этом свидетельствует наличие в массивах чарнокитоидов крупных ксенолитов сумийских вулканитов, подвергшихся под воздействием чарнокитоидов контактовому метаморфизму в пироксен-роговиковой фации, что соответствует условиям небольших глубин. На небольшую глубину становления массивов указывают также такие признаки как гранитные структуры и массивные текстуры пород, отсутствие эндоконтактовых изменений структур чарнокитоидов. Представляется, что ассоциация чарнокитоидов Вичанского и Нарвозерского массивов с сумийскими кислыми, средними и основными вулканитами может рассматриваться как вулcano-плутоническая, формирующаяся в пределах крупной вулcano-тектонической структуры, заложившейся в раннелопийское время и продолжающей свое развитие в сумии. Апочарнокитовые гранодиориты и кварцевые диориты, сохраняющие некоторые признаки неизменных чарнокитов (темный цвет плагиоклаза, наличие крупных выделений дымчатого кварца), по-видимому образовались в результате аутометаморфического процесса, хотя нельзя исключить и влияния наложенного, возможно, свекофеннского метаморфизма.

Радиологический возраст чарнокитов из Вичанского и Нарвозерского массивов, определенный U-Pb изохронным методом по циркону, равен соответственно 2415 млн.лет и 2431 млн.лет.

Нуоруненский подкомплекс гранитовый (γKR_1^n) представлен несколькими небольшими телами площадью в сотни квадратных метров и многочисленными еще более мелкими, не выделяющимися в масштабе карты. Все они локализируются на сравнительно небольшой площади, в основном, в пределах Шобозерской антиформной структуры Тикшеозерского ЗКП.

Это пластовые и пластово-секущие дайко- и линзообразные тела преобладающего северо-восточного и субширотного простирания, т.е. секущие по отношению к региональной субмеридиональной структуре ЗКП. По простиранию тела прослеживаются на сотни метров при

мощности обычно в первые метры – десятки метров. Они прорывают раннелопийские метавулканы верхнеозерской и хизоварской свит, иногда плагиограниты позднелопийского кухтозерского комплекса и сумийские друзиты куземского комплекса. Контактное воздействие их выражается в рассланцевании вмещающих пород в узкой шириной в несколько сантиметров приконтактной зоне и наличии в них единичных гранитных прожилков при полном отсутствии мигматизирующего влияния.

Граниты аплитовидные мелко- и среднезернистые или незначительно рассланцованные, розового, розовато-кремового и почти белого цвета, имеют характерный сахаровидный облик. По составу они изменяются от плагиогранитов до существенно микроклиновых гранитов, иногда содержащих ортоклаз. Из цветных минералов присутствуют только мусковит и гранат в количестве 2-3%. Структура их аплитовая, гранитовая, иногда порфировидная за счет наличия порфировкрапленников плагиоклаза в мелкозернистой аплитовой основной массе.

Отнесение их к сумийскому нуоруненскому комплексу в какой-то степени условно, поскольку радиологический возраст для этих гранитов не определялся, а геологическими данными устанавливается лишь их нижняя возрастная граница. Но судя по весьма близкой аналогии внешнего облика, состава и структуры рассматриваемых аплитовидных гранитов с жильной фацией гранитов Нуоруненского типа, они, вероятно, также являются жильной фацией массива, формационно аналогичного Нуоруненскому, но не вскрытого эрозией или не обнаруженного из-за недостаточной обнаженности.

Людиковийско-калевийские плутониты нерасчлененные представлены ханкусьярвинским перидотитовым комплексом ($\delta KR_1^{4-5}h$). На рассматриваемой площади он развит ограниченно и представлен тремя интрузиями: Лагиярвинской (рис.3.1, № 2), Боровой (рис.3.1, № 7) и небольшим телом, расположенном северо-западнее оз.Рухнаволок. Все они локализируются в северо-западной части площади листа в пределах Тикшеозерского ЗКП. В совокупности с массивами, расположенными севернее, они образуют Северо-Карельский гипербазитовый пояс.

Лагиярвинский массив наиболее крупный из перечисленных выше длиной 10 км и шириной от 400 до 1500 м, представляет собой грушевидное в плане тело, вытянутое вдоль

меридионального разлома и зеленокаменного прогиба того же направления. Массиву соответствует магнитная аномалия интенсивностью более 2000 нТл. В двух скважинах глубиной до 151 метра, пробуренных в пределах аномалии, были установлены серпентиниты и серпентин-тремолитовые сланцы, в которых присутствуют реликтовые зерна оливина и пироксена. Характерна обильная пылевидная вкрапленность или нитевидные прожилки магнетита, количество которого достигает 10% объема породы. Этим объясняется высокая магнитная восприимчивость пород, обычно изменяющаяся от $3000 \cdot 10^{-6}$ СГС до $7000 \cdot 10^{-6}$ СГС. Широко проявлены процессы оталькования и карбонатизации /92/.

Боровой массив близкой к изометричной в плане формы размером 1400x1000-2000 м занимает секущее положение по отношению к нижнелопийским вулканитам Хизоварской зеленокаменной структуры и позднелопийским гранитам винговского комплекса. Сложен он актинолит-тремолитовыми сланцами и в магнитном поле не имеет четкого выражения.

Третий массив установлен по данным бурения до глубины 100 м. Он залегает в диоритах позднелопийского кухтозерского комплекса и представлен оливинитами, лерцолитами, верлитами, флогопит-тремолитовыми сланцами и актинолитовыми амфиболитами. Структура лерцолитов гипидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая, иногда решетчатая, в верлите – петельчатая, реликтовая панидиоморфнозернистая; в сланцах и амфиболитах –порфиронемато-гранобластовая. Серпентинизации в большей степени подвергается оливин, замещающийся сетью тонко переплетающихся жилок хризотила; по пироксену обычно развивается пластинчатый серпентин – антигорит, а также биотит или флогопит, в свою очередь хлоритизированные. С процессом серпентинизации связано образование в породах магнетита в виде полосок вдоль волокон серпентина и зерен кубической формы. Количество его достигает 5-7% и объясняет наличие интенсивной локальной аномалии до 1000 нТл.

Серпентинизация ультраосновных пород, особенно интенсивно проявленная в Лагярвинском массиве, приводит к значительному разуплотнению пород (с 3-4 г/см³ до 2,55 г/см³), что объясняет отсутствие связанных с ними гравияномалий.

Химические анализы ультраосновных пород этого массива характеризуют их как породы нормального ряда, магнезиальность которых изменяется от 25,69 до 34,02%. Содержание Cr_2O_3 составляет 0,4-0,6%, V_2O_5 – 0,03%, CoO – 0,1%, NiO – 0,13-0,25%.

Нерасчлененный людиковийско-калевийский возраст массивов определяется их формационным единством с массивами северо-западной части Северо-Карельского гипер-базитового пояса, прорывающих людиковийско-калевийские метавулканы.

Нерасчлененные ранне-позднекарельские плутониты представлены лупчинским комплексом габбродолеритовым дайковым (vK_{1-2}), развитым на территории листа весьма ограниченно, хотя на смежной с запада площади, занятой Пяозерским блоком, они встречаются достаточно часто. К нему отнесены дайки, локализующиеся вдоль восточного берега оз.Топозера и, условно, серия субпараллельных даек, расположенных севернее оз.Верх.Кумозеро. Дайки Топозерского участка секут позднеархейские гранитоиды топозерского комплекса, что фиксирует их нижнюю возрастную границу. Верхняя граница не установлена, чем определяется их положение как нерасчлененных ранне-позднекарельских. Ориентировка даек этого участка различная, преобладает субмеридиональная. Размер их колеблется от 0,5-15 м по мощности до десятков метров длиной. Это темносерые или темнозеленые породы, представленные, в основном, метаморфизованными долеритами, габбродолеритами и реже долеритами. Структура их реликтовая офитовая и габброофитовая. Состоят они из обыкновенной роговой обманки, олигоклаз-андезина, небольшого количества биотита, хлорита, иногда граната, образующего прерывистую кайму на границе между плагиоклазом и амфиболом. Акцессорные минералы - титаномагнетит, сфен и апатит.

Метаморфические изменения долеритов, по-видимому, имеют тектоническую природу и связаны с развитием северо-восточных разрывных нарушений, вызывающих смещения и срывы даек. Дайки Верхне-Кумозерского участка имеют субширотную ориентировку, секут вкрест простирания метавулканы верхнеозерской и хизоварской свит тикшеозерской серии. Длина их достигает 150-200 м, мощность 15-20 м. Представлены они долеритами темносерого до черного цвета, состоящих из андезин-лабрадора (50-60%), авгита (20-30%), единичных зерен

рудного минерала, биотита, уралитовой роговой обманки и скаполита, замещающих плагиоклаз и пироксен. Иногда появляется гранат в виде отдельных зерен или в ассоциации с амфиболом, скаполитом и гранулированным плагиоклазом, выполняющим тонкие субпараллельные трещинки. По данным В.С.Степанова /55/, изучавшего дайковые комплексы на смежной с северо-запада площади Пяозерского блока, дайки долеритов определяются как умеренно глиноземистые нормального ряда базиты натриевой или калиево-натриевой серии.

Ни в физических полях, ни на МАКС дайки из-за малых размеров не выделяются.

Позднекарельские плутониты, относящиеся к свекофеннскому тектоно-магматическому циклу, представлены тремя комплексами: тикшеозерским ультрамафитов-щелочных габброидов – нефелиновых сиенитов, чупинским гранит-пегматитовым и кичанским пегматит-лейкогранитовым.

Тикшеозерский комплекс ультрамафитов – щелочных габброидов – нефелиновых сиенитов ($v_{1-3}KR_2e$) представлен на рассматриваемой территории крайней юго-восточной частью крупного Елетьозерского массива общей площадью порядка 150 кв.км. На территорию листа приходится лишь 3 кв.км. Располагается массив в пределах Пяозерского выступа архейского фундамента Северо-Карельской СФЗ и приурочен к системе субмеридиональных глубинных разломов, параллельных Тикшеозерскому ЗКП. Вмещающие массив гранитоиды архейского пяозерского 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 6-8 км. Он представляет собой трубообразное тело, погружающееся на северо – северо-запад. В целом – это интрузия средних – малых глубин, сочетающая в себе признаки интрузии трещинного и центрального типов /5,26/. Её становление происходило в два этапа и подразделяется на пять последовательных фаз: три ранних представлены разнообразными габброидами, четвертая – щелочными и нефелиновыми сиенитами и пятая – жилами бостонитов и лампрофиров. Массив имеет концентрически-зональное строение: большая периферическая часть его сложена габброидами широко варьирующего состава, центральная – щелочными и нефелиновыми сиенитами.

На площади листа представлены образования краевой габброидной части массива. Преобладающими здесь являются габбро, оливинное габбро, габбронориты и габбродиориты мелко- и среднезернистые.

Габбро состоят 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 (гиперстен), в габбродиоритах – диопсид-геденберgit, гиперстен и базальтическая роговая обманка. Структура пород гипидиоморфнозернистая, габбровая и пойкилоофитовая. Диапазон колебаний химического состава габброидов краевой части массива довольно велик, но в целом средние составы отвечают породам нормального ряда, близких океаническим базальтам.

Морфология и внутренняя структура Ельтьозерского массива в целом находят четкое отражение в физических полях. В гравиметрическом поле ему отвечает локальный максимум поля силы тяжести, южная часть которого приходится на южное замыкание массива, располагающегося на рассматриваемой территории. На аэромагнитной карте массиву соответствует сложное резко переменное поле с полосовым характером распределения аномалий, подчеркивающих расслоенный характер интрузии.

Радиологический возраст пород массива, определенный Pb-Pb, U-Pb и K-Ar методами, находится в интервале 1900-1700 млн.лет, что отвечает свекофеннскому этапу тектономагматической активизации Карельского кратона.

С габброидами Ельтьозерского массива связано ильменит-титаномагнетитовое и апатит-ильменит-титаномагнетитовое оруденение, приуроченное к горизонту так называемых «продуктивных образований», и редкометальная минерализация (циркон, пироклор и др.), ассоциирующая с нефелиновыми и щелочными пегматитами. Все месторождения и проявления этих полезных ископаемых располагаются на площади листа Q-36-XIV и Q-36-XV, на рассматриваемой территории их наличия не установлено.

Чупинский гранит-пегматитовый комплекс ($\rho KR_2\epsilon$) определяющий специфику Беломорского пегматитового пояса мусковитовых и керамических пегматитов, на площади листа Q-36-XXI,

XXII развит более ограниченно, чем на смежном с севера листе Q-36-XV, XVI. Это объясняется тем, что глиноземистые гнейсы лоухской толщи, являющиеся благоприятной средой для локализации пегматитов, пользуются на рассматриваемой площади меньшим развитием и небольшой мощностью. Отсутствуют здесь и другие благоприятные факторы для их локализации, такие как купольные структуры III-IV порядков, линейные зоны рассланцевания и бластомилонитизации в их пределах и пр. Если на листе Q-36-XV, XVI количество жил исчислялось тысячами, то на данной территории их всего несколько десятков. Большая часть их сосредоточена в северной части листа Q-36-XXII в области южного замыкания Лоухского прогиба, локализуясь как в гнейсах лоухской толщи, так и в образованиях беломорского комплекса, а также реже в лопийских и сумийских друзитах. Это отдельные жилы или кусты из нескольких жильных тел, обычно расположенные на значительном расстоянии один от другого. Форма жил линзообразная, дайкообразная, штокообразная или неправильная, осложненная пережимами, раздувами и апофизами. Размер жил колеблется от 1-2 м до 40-50 м по мощности и от метров до 400-500 м длиной. Жилы, как правило, секущие, выполняющие трещины разрывов, скалывания, реже растяжения, преимущественно приуроченные к местам перегибов осей изоклинальных складок. Контакты их с вмещающими породами резкие. Экзоконтактовые изменения проявляются в окварцевании и мусковитизации гнейсов, амфиболизации и биотитизации основных пород. Эндоконтактовые изменения отмечаются в жилах, залегающих в амфиболитах и габброидах, и выражаются в обогащении биотитом, плагиоклазом с одновременным увеличением его основности.

Жильные тела часто зональные со сплошной или прерывистой кварцевой осью. По составу преобладают плагиоклазовые разновидности, микроклин встречается в незначительном количестве. Мусковит представлен двумя разновидностями: кварц-мусковитовым комплексом с мелкими кристаллами (5x5 см и меньше) плотного коричнево-красного мусковита и мусковитом пегматоидного типа, отличающимся более крупными размерами кристаллов (до 8x10 см), бурым цветом и большим количеством различных дефектов: рубцы ельчатости, включения кварца, граната, турмалина. Кристаллы мусковита обоих типов под воздействием

процессов диафтореза изменяют окраску на светлозеленую, особенно отчетливую по краям кристаллов. Кроме мусковита в небольшом количестве присутствует биотит и жильбертит; акцессорные минералы: турмалин, апатит, кианит, гранат и в единичных зернах пирит, молибденит, арсенопирит, а также редкоземельные минералы, точнее не определенные. Структура пегматитов преимущественно пегматоидная, мелко-, средне- и крупнозернистая с участками графической, местами блоковая с размером кристаллов полевого шпата и кварца 50-60 см.

В настоящее время по результатам структурно-петрологических исследований, проведенных на территории Беломорья /7,18,32,54,62,106/, можно считать достаточно надежно установленным, что формирование пегматитов чупинского комплекса происходило на свекофенском этапе тектоно-метаморфической и магматической протоактивизации. Это определяется секущим положением жил ко всем структурным формам ребольского цикла, пространственной приуроченностью кустов жил к зонам наложенного расланцевания свекофенского возраста и смятием пегматитовых жил в открытые лежащие складки пятого свекофенского этапа деформаций /106/. Свекофенский возраст жил подтверждается и их изотопным возрастом (U-Pb, Rb-Sr методы по циркону, монациту, ураниниту), отвечающим интервалу 1750-1960 млн.лет, т.е.периоду свекофенской орогении.

Генезис пегматитовых жил разными группами исследователей трактуется по-разному. К.А.Шуркин, В.Н.Корсаков, Т.Ф.Зингер и др. /23/ 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 /7, 13 /.

Другой группой исследователей [1, 17, 40, 104] отстаивается концепция метаморфогенно-метасоматического пегматитогенеза, генетически связанного с диафорезом в условиях фации мусковит-биотитовых гнейсов (эпидот-амфиболитовой).

Кичанский комплекс пегматит-лейкогранитовый (ρKR_2K) представлен несколькими десятками пегматитовых жил, из которых только 10 наиболее крупных показаны на карте. Все они локализируются в западной части территории, в пределах Пяозерского выступа фундамента, при этом большинство из них залегает в позднелопийских гранитоидах тодозерского комплекса и лишь единичные – в плагиогранитоидах кестеньгского комплекса и раннелопийской гнейсо-сланцевой толще. Наиболее изученными являются жилы Пиртимогорского участка [74, 110], на котором выявлено более 40 жил размером от 10-30 до 500 м длиной и 1-35 м мощностью. Преобладают жилы северо-западного простирания, но встречаются и северо-восточного, падение жил обычно близко к вертикальному. Контакты их с вмещающими породами резкие прямолинейные или извилистые иногда с многочисленными апофизами во вмещающие породы. В ряде случаев на контакте образуется зона биотитита мощностью до 1-1,5 м. Форма жил плитообразная, линзовидная, редко штокообразная.

Выделяются четко дифференцированные жилы мусковит-микроклин-альбитового состава с хорошо выраженной зональностью и крупноблоковым строением и слабодифференцированные жилы плагиомикроклинового состава с апографической, реже пегматоидной структурой. Дифференцированные жилы отличаются большим разнообразием минералов, некоторые из них представлены несколькими генерациями: микроклин тремя – ярко розовым, белым и бледнозеленым (амазонит); мусковит двумя – темнозеленым с включениями магнетита и гематита и светлозеленым без включений; альбит – тремя. Из аксессуарных минералов особенно характерны флюорит фиолетовый и светлозеленый, колумбит и танталит, кроме того присутствуют монацит, турмалин, циркон, топаз, группа рудных минералов – магнетит, ильменит, гематит, мартит, пирит, халькопирит, пирротин и ряд других минералов.

Дифференцированные жилы относятся к мусковит-редкометальному типу гранитных пегматитов, а слабодифференцированные – к керамическому /17/. И те и другие разрабатывались для добычи высококачественного микроклина.

Радиологический возраст для этих пегматитов не определялся. К позднекарельским образованиям они относятся по аналогии с мусковит-редкометальными пегматитами, расположенными на смежном с севера листе Q-36-XV, XVI, время формирования которых укладывается в интервал 1,85-1,7 млрд.лет, т.е. отвечает свекофеннскому циклу.

4. Тектоника

Территория листа Q-36-XXI, XXII располагается в северо-восточной части Фенноскандинавского щита и охватывает крупные фрагменты двух геоструктурных областей (структур 1 порядка): Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона (гранит-зеленокаменной области). В их строении участвуют образования нескольких структурных этажей: от раннеархейского до раннепротерозойского, представленных сложным набором метаосадочных, метавулканогенных, метаморфических и плутонических пород. Их образование происходило в течение нескольких тектоно-магматических циклов в различных геодинамических обстановках, получивших отражение в типовых геологических формациях, отличающихся специфическими петрохимическими особенностями и условиями метаморфизма. Особенности геологического строения и развития этих двух геоструктур в пределах площади листа находят четкое выражение в физических полях. Магнитное поле БПП значительно более низкое, мозаичное с интенсивностью аномалий, не превышающей обычно 100-200 нТл; гравиметрическое поле напротив, высокоинтенсивное, характеризующее западную часть так называемого Соловецкого максимума. Для Карельского кратона более характерны магнитные аномалии с весьма высокой интенсивностью до 500-1000 нТл. Интенсивность гравитационного поля в сторону кратона постепенно снижается, достигая отрицательных значений в западной части листа.

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

В его строении доминирующая роль принадлежит плутонитам, сформировавшимся в результате дифференциации вещества первичной базитовой коры и её последующих многократных преобразований. Эти преобразования носили дискретный характер, обусловленный многообразными причинами, что привело к неоднородности состава и строения комплексов плутонитов как в продольном, так и в поперечном направлении. Крупные неоднородности рассматриваются нами как своеобразные плутоно-метаморфические зоны, в свою очередь характеризующиеся внутренними неоднородностями более высокого порядка.

Выделяются следующие плутонометаморфические зоны (с запада на восток): Нотозерская чарнокит-мигматит-гранитовая, Ковдозерская мигматит-плагиогранитовая и Ругозерско-Энгозерская плагиогранит-ортоамфиболитовая. Все зоны имеют продолжение на смежных с севера, востока и юга листах, т.е. протяженность их составляет несколько сот километров. Границы между зонами условные, не всегда однозначно определяемые. Каждая из выделенных зон имеет присущую ей вещественную характеристику и структурный план слагающих её образований, и соответственно специфическую выраженность в физических полях.

Нотозерская зона является южным продолжением одноименной мобильно-проницаемой зоны, трассирующей с площади смежного с севера листа Q-36-XV, XVI, где четко проявлено её пограничное положение между БПП и Тикшеозерским ЗКП Карельского кратона. В отличие от северного листа, где эта зона маркируется субмеридиональной полосой развития позднелопийских мигматит-гранитов и массивов чарнокитоидов, на площади листа Q-36-XXI, XXII по геологическим данным выделяется лишь её северная часть, сложенная позднелопийскими мигматит-гранитами. Большая – южная часть зоны выделена только по геофизическим материалам: в гравитационном поле ей отвечает субмеридиональная градиентная зона, фиксирующая западный борт Соловецкого максимума; в магнитном поле –

условная граница также субмеридиональной ориентировки, разделяющая региональные поля различного характера и интенсивности, отвечающие двум геоструктурам – БПП на востоке и Кк на западе. По-видимому на южном отрезке Нотозерская глубинная зона саамского заложения в раннелопийское время была перекрыта вулканогенными образованиями Тикшеозерского ЗКП и позднелопийские процессы гранитизации, характерные для северной части зоны, были либо значительно ослаблены, либо носили глубинный характер и не выходили на уровень эрозионного среза.

Ковдозерская зона существенно мигматит-плагиогранитового состава, является южным продолжением одноименной зоны, выделенной на листе Q-36-XV, XVI (Корсакова и др., 1999). От последней её отличает заметно большая роль ортоамфиболитов и ортокристаллосланцев (~ 15-20% вместо 2-3% на листе Q-36-XV, XVI). Зона протягивается от северной до южной рамки листа в виде полосы общего субмеридионального направления при ширине от 5 до 15-16 км с тенденцией выклинивания на смежном с юга листе и по существу является здесь пограничной между БПП и Карельским кратоном. Граница её с примыкающим к ней с востока Лоухским прогибом условная и проводится по появлению на современном эрозионном срезе глиноземистых гнейсов лоухской толщи. Центральная часть зоны от оз.Палоярви на севере до оз.Южное Хаттомозеро на юге перекрыта вулканитами Тикшеозерского ЗКП, в результате чего мигматит-плагиограниты выступают здесь в виде куполовидных выступов фундамента, ремобилизованных в раннелопийское время.

В гравитационном поле Ковдозерской зоне отвечает западный склон Соловецкого регионального максимума, представленный градиентными зонами субмеридиональной и северо-восточной ориентировки, что в целом соответствует простирацию зоны. Магнитное поле переменное: от слабо отрицательного до слабо положительного с отдельными линейными и изометрическими более интенсивными положительными аномалиями, создающими мозаичный рисунок, отражающий сложный структурный план зоны.

Ругозерско-Энгозерская зона, также являющаяся продолжением одноименной зоны листа Q-36-XV, XVI, занимает крайнюю восточную часть рассматриваемой площади и имеет

продолжение на смежных с востока и юга листах. В целом она представляет собой изометрический участок земной коры с незакономерно чередующимися фрагментами самых различных размеров и форм, сложенных образованиями хетоламбинского и котозерского подкомплексов примерно в соотношении 3:1. Простираения и падения пород в Ругозерско-Энгозерской зоне варьируют в широких пределах, отражая её сложный структурный план. Породы значительно деформированы с образованием изоклинальных и сжатых складок разных направлений и порядков, а также широких син- и антиформных структур. Значительная часть зоны перекрыта образованиями Лоухского прогиба.

Ругозерско-Энгозерская зона располагается на западном склоне регионального Соловецкого гравиметрического максимума, ближе к его центру, где ей отвечает система положительных и высокоположительных линейных или изометрических аномалий общей субмеридиональной ориентировки, разделяемых зонами градиентов с амплитудой 5-10 мГл. Таким образом, характер гравитационного поля Ругозерско-Энгозерской зоны хорошо согласуется с преимущественно базитовым составом слагающих её пород, доля которых в восточном и юго-восточном направлении, судя по интенсивности гравитационного поля и имеющимся геологическим данным, еще более возрастает, а доля плагиогранитоидов котозерского подкомплекса, соответственно снижается. Магнитное поле зоны отрицательное и слабо положительное с отдельными разноориентированными линейными и сложной конфигурации положительными аномалиями, в общем, отражающими её вещественный состав и структурный план.

Котозерская и Ругозерско-Энгозерская зоны разделяются Лоухским прогибом, выполненным нижнелопийскими, в основном, метатерригенными породами. На данной территории он имеет протяженность около 65 км. К северу прогиб продолжается на площадь листа Q-36-XV, XVI, к юго-востоку на территорию листа Q-36-XXIII, XXIV в район губы Домашней Белого моря и далее к югу до г. Беломорска, имея общую протяженность порядка 300 км. Внутреннее строение прогиба весьма сложно. В северной части на листах Q-36-IX и Q-36-XV, XVI – это трог, осложненный развитием свекофеннских куполовидных структур. В районе

озер Телячье, Овечье, Боярское (северная часть листа Q-36-XXII) представлено замыкание троговой части прогиба, выраженное серией узких протяженных синформ III порядка, шарниры которых имеют веерообразное расположение. Ориентировка их плавно меняется от субмеридиональной – северо-восточной в восточном борту (оз.Телячье – оз.Пиртозеро) через широтную в замке (район оз.Овечье) до северо-западной в западном борту этой части прогиба. Остальная, юго-восточная часть прогиба характеризуется более глубоким эрозионным срезом и представлена несколькими остаточными синформами. На площади листа это синформы Заячьего озера, Варягозерская, Гагаринская и ряд более мелких, выполненных глиноземистыми гнейсами. Лучше изученной, благодаря хорошей обнаженности, является синформа оз. Заячьего представленная «пакетом» изоклиналей с пологим падением северо-западного крыла и крутым – юго-восточного. Все названные структуры осложнены складками IV и более высоких порядков, вплоть до плейчатости, явлениями будинажа, развитием узких зон трещиноватости и интенсивной мигматизации пород.

Лоухский прогиб располагается в западной части регионального Соловецкого максимума и представлен системами положительных локальных аномалий разной интенсивности преимущественно полосовидных, реже овальных, отражающими структурный план как гнейсовой толщи, так и пород хетоламбинского и котозерского подкомплексов, являющихся для неё фундаментом и занимающих значительную часть современного эрозионного среза прогиба, особенно в его юго-восточной части. Магнитное поле зоны близко к нормальному или слабо положительное.

Карельский кратон (гранит-зеленокаменная область) представлен юго-восточной частью Северо-Карельской структурно-формационной зоны, занимающей западную половину листа Q-36-XXI, XXII, и небольшим фрагментом Восточно-Карельской структурно-формационной зоны, локализованным в юго-западном углу планшета.

Северо-Карельская зона представлена южной частью Тикшеозерского зеленокаменного пояса и юго-восточной частью крупного Пяозерского блока (выступа гранитоидного фундамента), в основном располагающегося на сопредельной с севера и запада территории.

Пяозерский блок сложен, в основном, архейскими палингенно-анатектическими и, в меньшей степени, раннепротерозойскими интрузивными гранитоидами при подчиненном развитии габброидов и ничтожной роли супракрустальных образований.

Ранне-позднеархейские гранитоиды блока играют роль фундамента по отношению к образованиям Тикшеозерского ЗКП и Восточно-Карельской зоны, образуя разновеликие, часто куполовидные структуры в их обрамлении или внутри этих структур. Позднеархейские гранитоиды тодозерского комплекса являются преобладающими на рассматриваемой части Пяозерского блока, занимая почти всю акваторию оз.Тодозера и распространяясь к востоку и югу от него на 10-20 км. По-видимому – это сложно построенный плутон палингенно-анатектической природы площадью более 2000 км², для пород которого характерны первичные гнейсовые структурные фации. Именно к этой части Пяозерского блока приурочены и многочисленные интрузии вичанского чарнокитового подкомплекса сумийского возраста, что, вероятно, свидетельствует о проявленной позднеархейской – раннепротерозойской активизации.

Пяозерский блок в целом отличается характерным сочетанием физических полей: положительных гравитационного и магнитного, аналогичных наблюдаемым для других крупных блоков архейских гранитоидов Карельского кратона – Вокнаволоцкого и Водлозерского. Рассматриваемой части Пяозерского блока отвечает система высокоградиентных положительных аномалий Δg субмеридиональной и северо-восточной ориентировки, постепенно понижающихся по направлению к западу до отрицательных значений. Магнитное поле блока, в основном, положительное с линейными субмеридиональными и северо-восточными аномалиями в северной его половине и широкими расплывчатыми – в южной.

Тикшеозерский зеленокаменный пояс протягивается в северо-западном направлении от северной рамки планшета до южной на расстояние в 80 км при ширине в 10-25 км, имея продолжение на смежных территориях. Он представляет собой синклинорную структуру

шовного типа, имеющую сложное внутреннее строение, и первоначально, по-видимому занимавшую значительно большую площадь.

В современном эрозионном срезе ЗКП имеет сложные извилистые границы с окружающими породами, что обусловлено интенсивной гранитизацией зеленокаменных пород позднелопийскими гранитами и различным эрозионным срезом, большим в центральной и южной частях структуры, характеризующихся обилием купольных структур гранитоидного фундамента.

В пределах ЗКП развиты, в основном, раннелопийские метавулканы основного, среднего и кислого состава, в меньшей степени представлены метаосадочные породы, а также прорывающие эти образования раннелопийские габброиды и позднелопийские гранитоиды. Кроме того в центральной части пояса в тесной пространственной и, возможно, генетической ассоциации с Вичанским и Нарвозерским массивами чарнокитов выделяется небольшая наложенная мульда, выполненная сумийскими вулканитами, предположительно образующими с массивами чарнокитов сумийскую вулcano-плутоническую структуру.

По глубине эрозионного среза, мощности и вариациям состава метавулканитов и метаосадков, структурному плану, наблюдаемой или предполагаемой морфологии локальных структур в составе зеленокаменного пояса выделяются две подзоны с условной границей между ними: северо-западная Хизоварско-Пиртозерская, предположительно характеризующаяся развитием палеовулканов центрального типа, и восточная Керетьско-Поньгомская, отличающаяся широким развитием купольных структур.

В Хизоварско-Пиртозерской подзоне выделяются три вулcano-тектонические структуры: Хизоварская, Хамгасозерская и Рухнаволокская. Подзоне в целом соответствует высокоинтенсивная гравияномалия с отдельными максимумами изометричной или овальной формы, которые, как нам представляется, соответствуют наибольшей мощности разреза вулканогенных пород и морфологически сопоставляются с древними палеовулканами центрального типа. Сравнительно хорошо изученной является северная часть Хизоварской структуры [20, 22]. Она характеризуется наиболее полным разрезом, представленным

образованиями трех свит тикшеозерской серии (снизу вверх): верхнеозерской андезит-коматиит-базальтовой, хизоварской риолит-дацитов и челозерской базальтовой общей мощностью более 2000 м. В плане структура изометричная, в разрезе ассиметричная. Ассиметрия выражается в том, что северное широкое крыло обладает большими мощностями нижних членов разреза, в то время как в южном крыле наблюдается и общая редуцированность разреза и уменьшение мощности его отдельных членов. Метаосадки и метавулканы испытали три этапа деформаций, в результате чего были сформированы разномасштабные складки с размахом крыльев от нескольких километров до мелкой плейчатости. Преобладают сжатые, реже открытые складки северо-восточного и субширотного простирания с пологими, иногда круто погружающимися шарнирами. Складкообразование сопровождалось появлением зон расланцевания, срыва и скалывания, внедрением даек андезидацитов и риодацитов и гидротермально-метасоматической переработкой пород.

Внутреннее строение Хамгасозерской структуры из-за плохой обнаженности практически не изучено. Начатые в 1998 г. Северной экспедицией поисковые работы на золото в пределах Рухнаволоксской структуры подтвердили установленное авторами листа в ходе редакционно-увязочных маршрутов широкое развитие здесь вулканогенных пород. Буровыми скважинами вскрыт разрез метавулканитов разного состава, установлено интенсивное проявление метасоматических процессов, наличие зон расланцевания и брекчирования, выявлены массивы диорит-гранодиоритов и тела перидотитов, т.е. те факторы, которые подтверждают вулканотектонический характер структуры.

Керетьско-Поньгомская подзона купольных структур, являющаяся центральной частью так называемой Прибеломорской структурно-формационной зоны /9, 61/ занимает пограничное положение между БПП и Карельским кратоном. А.И.Слабуновым /3, 50/ она выделяется как гнейсово-купольная зона Керетьской гранит-зеленокаменной структуры. Подзона прослеживается от оз.Палоярви на севере до южной рамки листа в районе оз.Поньгома и продолжается к югу. Длина подзоны в пределах планшета составляет 60 км при ширине 15-20 км. Характерной особенностью её является сложный петельчатый структурный рисунок. Он

обусловлен наличием многочисленных разновеликих куполовидных структур ремобилизованного фундамента изометричной, овальной и сложной по конфигурации формы, представленных гетерогенным комплексом гранитоидов и разделяющих их прогибов субмеридиональной, субширотной и северо-восточной ориентировки. Прогибы выполнены метавулканитами и метаосадками верхнеозерской и хизоварской свит тикшеозерской серии. Супракрустальные образования, обрамляющие купола, характеризуются меньшими мощностями, чем развитые в Хизоварско-Пиртозерской подзоне, с тенденцией сокращения её при движении с запада на восток от 700-1000 м до 100 м. Фундаментом для них в восточной части подзоны выступают как плагиогранитоиды котозерского подкомплекса, так и ортоамфиболиты, ортокристаллосланцы и мигматиты по ним хетоламбинского подкомплекса беломорского комплекса, т.е. в региональном плане по налеганию лопийских образований на разные уровни беломорских пород между ними устанавливается стратиграфическое несогласие. Восточная граница подзоны с БПП весьма условна и проводится по совокупности структурно-вещественных признаков.

Выделяется несколько структур, определяющих характерный структурный план данной подзоны: Ногтевская, Шобозерская, Верхнекумозерская, Нижнекумозерская и Поньгомская антиформы, для которых определяющими являются куполовидные выступы фундамента, представленного мигматит-плагиогранитами котозерского подкомплекса, и разделяющие их узкие синклинали, выполненные нижнелопийскими метавулканитами. На севере подзоны выделяется субмеридионально ориентированная Палоярвинская синформа, сложенная кислосредними метавулканитами хизоварской свиты, залегающими непосредственно на хетоламбинских ортокристаллосланцах. Время завершения процессов вулканизма при формировании этих структур определяется рубежом в 2820 ± 31 млн.лет, а проявление процессов активизации тоналит-трондьемитового комплекса фундамента в пределах куполов, совпадающее с наиболее интенсивной гранитизацией, происходило в интервале 2700-2800 млн.лет /52/.

Особенности геологического строения Керетьско-Поньгомской подзоны Тикшеозерского ЗКП достаточно четко проявляются в физических полях: магнитное поле мозаичное, характеризуется сочетанием овальных, полукольцевых и линейных разного направления положительных и отрицательных аномалий. Граница его с магнитным полем БПП не вполне определенная, как бы постепенная: в сторону БПП происходит заметное понижение уровня поля. Подзона располагается на западном краю Соловецкого гравитационного максимума, в целом ориентированного в субмеридиональном направлении и осложненного локальными изометричными и овальной формы минимумами и максимумами, а также разноориентированными зонами градиентов.

В крайнем юго-западном углу планшета располагается северо-восточный борт Шомбозерского синклинория Восточно-Карельской структурно-формационной зоны. Он представлен центральной частью Ялиярвинской синклинали, ядерная часть которой выполнена ятулийскими осадками, а крылья – сариолийскими и сумийскими вулканитами основного, среднего и кислого состава с незначительной долей базальных осадков. Вдоль северо-восточной границы структуры проходит тектоническая зона шириной 2,5-4 км, в пределах которой развиты нижнелопийские гнейсы и сланцы, падающие моноклиально на юго-запад под углом от 25° до 80° , сильно измененные процессами катаклаза, милонитизации, мигматизации и метасоматоза. Ялиярвинская синклиналь характеризуется переменным магнитным полем с чередующимися отрицательными и положительными линейными аномалиями северо-западного направления. Гравиметрическое поле слабо положительное симметричное, подчеркивающее синклинальный характер структуры.

Разрывные нарушения различной кинематики и геотектонической значимости в развитии Беломорского подвижного пояса, Северо- и Восточно-Карельской зон Карельского кратона играли значительную роль. Показанные на карте разломы, в основном, выделены по совокупности геологических, геофизических данных и МАКС, отдельные, отнесенные к предполагаемым – только по геофизическим материалам. По геологической значимости разломы подразделяются на главные и второстепенные.

К главным относятся: Тикшеозерская система разломов и разломы, пограничные между Восточно-Карельской зоной и Пяозерским выступом гранитоидов фундамента.

Тикшеозерская система разломов, трассирующаяся с расположенного с севера листа Q-36-XV, XVI на данной территории проявлена ограниченно. Она представлена тремя субмеридиональными разломами, западный из которых срезается северо-восточным разломом, а два восточных – северо-западным. Ими определялось заложение и развитие северной части Тикшеозерского ЗКП, представленного трогообразными прогибами, выполненными основными вулканитами верхнеозерской свиты тикшеозерской серии. Западный разлом этой системы трассируется субмеридиональной зоной градиента поля силы тяжести и линейной положительной аномалией поля ΔT . Разломы Тикшеозерской системы, в основном, относящиеся к сбросам и сбросо-сдвигам, являются долгоживущими, о чем свидетельствует приуроченность к западному разлому Лагиярвинского массива метапериодитов людиковийско-калевийского возраста, а на сопредельной с севера территории - широкое развитие процессов раннекарельского метасоматоза с проявлениями золота и сурьмяно-мышьяковой минерализации, т.е. процессы активизации этого разлома продолжались вплоть до конца раннекарельского тектоно-магматического цикла.

Зона разломов, ограничивающая с северо-востока фрагмент Шомбозерского синклиория, представлена двумя сместителями северо-западной ориентировки, между которыми располагается полоса интенсивно переработанных пород – катаклазитов, милонитов, мигматитов и метасоматитов. В магнитном поле она отмечается линейной слабо положительной аномалией; в поле гравитационного четкого выражения зона не имеет.

Среди разломов, отнесенных к второстепенным, хотя зачастую и играющих заметную роль в формировании структурного плана территории и распределении plutонитов, выделяются северо-восточные с простираем от СВ 45° до СВ 75° , широтные, северо-западные и крайне редко субмеридиональные разрывные нарушения. По времени заложения большая часть разломов относится к позднеархейским. Они протягиваются на расстояние в десятки километров, вызывая смещения пород до 0,5 - 2 км. Более ранние из них (раннелопийские)

предопределили заложение прогибов и по-существу перекрыты выполняющими их метавулканитами и метаосадками тикшеозерской серии. Позднелопийские контролируют размещение разнообразных позднелопийских гранитоидов, процессов метасоматоза и катаклаза. Связь с ними элементов геоморфологии и гидрографической сети района, особенно ярко выраженной для широтных разломов, свидетельствует об относительной тектонической активности их вплоть до кайнозоя.

По морфологии это сбросо-сдвиги, вдоль которых происходит смещение как метаморфитов беломорского комплекса, так и лопийских супракрустальных и интрузивных образований. Некоторые северо-восточные и субширотные разломы, судя по приуроченности к ним сумийских чарнокитов и друзитов, испытывали активизацию в раннепротерозойское время.

Следует сказать, что практически разломы всех направлений прослеживаются как в БПП, так и в Северо-Карельской зоне с некоторым преобладанием северо-восточных в Северо-Карельской зоне. Ими во многом определяется конфигурация Топозерского плутона граносиенит-гранитов, а также фрагментов гранитоидов фундамента, образующих гигантские останцы в этой интрузии. Огнейсование топозерских гранитов зачастую параллельно направлению северо-восточных разломов. Сильно тектонизированным является западное крыло Поньгомозерской брахиформы, ограниченное северо-восточным разломом. Здесь породы тикшеозерской серии превращены в бластомилониты, широко проявлены гидротермальные процессы окварцевания пород.

Кроме выделенных на карте разломов широким развитием как в БПП, так и на Карельском кратоне пользуются мелкие складчатые разрывные нарушения, связанные с некоторыми этапами складчатых деформаций, последовательно накладывающихся друг на друга. В большинстве случаев эти разрывные нарушения субпараллельны осевым плоскостям складок и являются взбросами с небольшими смещениями вдоль них. Характерны вязкие разрывы, развивающиеся в высокопластичных породах. Обычно они залечены кварц-полевошпатовым гранитным и пегматитовым материалом, кварцевыми жилами или мелкими телами основных пород.

Глубинное строение территории листа Q-36-XXI, XXII определяется его расположением в северо-западной части Соловецкого (Беломорского) регионального максимума, в западном направлении постепенно переходящего в Карельский региональный относительный минимум /31/. В этом же направлении происходит увеличение мощности земной коры с 30-31 км в восточной части листа до 36-37 км – в западной.

БПП по данным ряда исследователей 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 2,95-2,80 г/см³. Установленная для данной площади по совокупности современных геологических данных позиция хетоламбинского ортоамфиболитового подкомплекса в качестве древнейшего достаточно надежно подтверждается и расчетными гравиметрическими разрезами. Присутствие же в составе подкомплекса значительного объема метагабброидов и апогаббровых ортоамфиболитов с плотностью, превышающей 2,9 г/см³, позволяет допускать его принадлежность, по крайней мере частично, не только «диоритовому», но и «базитовому» слою коры.

В Карельском кратоне верхняя часть диорит-базитового слоя была существенно изменена в процессе долопийской и позднелопийской гранитизации коры, более интенсивной, чем в БПП.

Зона сочленения двух крупных геоструктур не имеет столь четкого выражения на карте и геолого-геофизическом разрезе, как на смежном с севера листе Q-36-XV, XVI, где ей отвечает узкий гравиметрический минимум, разделяющий широкие максимумы и фиксирующий глубинную зону существенного разуплотнения, вероятно, раннеархейских плагиогранитоидов, подвергшихся гранитизации в позднем лопии и представленных на современном эрозионном срезе калиевыми мигматит-гранитами и гранитами. На рассматриваемом листе эта зона раннеархейского заложения по геологическим данным уверенно прослеживается до широты оз.Пиртозера (система оз.Кереть), а далее к югу до южной рамки листа она достаточно четко выделяется только на гравиметрической карте Δg в виде субмеридиональной градиентной зоны

и на карте локальных гравияномалий, где ей отвечает полосовидная локальная отрицательная аномалия. По всей вероятности, процессы разуплотнения первично коровых образований хотя и имеют здесь место, но не охватывают весь разрез коры, и затухают в чехле вулканогенных отложений лопия Керетьско-Поньгомской ветви Тикшеозерского ЗКП.

Сейсмический профиль Кандалакша-Лоухи-Кемь пересекает территорию листа с севера на юг по трассе Санкт-Петербург-Мурманск, т.е. практически вдоль зоны сочленения БПП и Карельского кратона под косым углом или по простиранию структурных элементов этих областей. Выделяющиеся на профиле отражающие волновые пакеты уверенно прослеживаются до глубины 7 км и фрагментарно до 12-15 км. Внутреннее строение этих пакетов, определяющееся различной насыщенностью их отражающими площадками, весьма разнообразно. Кроме того они чередуются в разрезе с участками монотонного строения, лишенных отражающих площадок, имеющих различные формы и размеры и практически аналогичных строению разреза ниже 12-15 км.

Поперечные ограничения разнородных пакетов могут трактоваться как разрывные нарушения типа сбросо-сдвигов, разделяющих разновеликие блоки. Границы между монотонным сейсмическим волновым полем и полем насыщенным отражающими площадками, являются границей раздела двух слоев земной коры: нижнего слабо переработанного существенно базитового со скоростью 6,3-6,5 км/сек и верхнего, представленного в различной степени измененными (метаморфизованными, мигматизированными и гранитизированными) базитами, лопийскими метаосадками и метавулканитами со скоростью 5-6,2 км/сек. Эта граница на данной площади проходит на глубине 7-9 км, а может быть и менее и является значительно приподнятой по сравнению с северной частью разреза (район между г.Кандалакша и ст.Пояконда), где она находится на глубине 18 км. Монотонные участки разреза, отмечающиеся на разных глубинах вплоть до приповерхностных, с нашей точки зрения, являются фрагментами базитовой коры, сохранившимися от последующей интенсивной переработки.

Идентификация волновых пакетов, насыщенных отражающими площадками с определенными геологическими образованиями без данных глубокого бурения вряд ли может считаться достоверной.

Предложенная трактовка сейсмического разреза земной коры, пересекающего БПП, согласуется с характером гравитационного поля, интенсивность которого плавно увеличивается с севера на юг и на рассматриваемой площади являющегося повышенным и достаточно постоянным. Все это свидетельствует о значительно более глубоком эрозионном срезе коры на участке от пос.Лоухи (лист Q-36-XV, XVI) до южной рамки листа Q-36-XXI, XXII и южнее и одновременно о более интенсивной её гранитизации в северной части БПП.

5. История геологического развития.

Геологическое развитие территории листа Q-36-XXI, XXII, охватывающей крупные фрагменты Беломорского подвижного пояса и Северо-Карельской СФЗ, занимает гигантский отрезок времени от раннего архея до кайнозоя включительно. Названные структуры прошли в значительной степени автономный путь развития, но на определенных этапах выступают как взаимосвязанные системы.

Современные геохронологические данные дают основание полагать, что становление мафической коры в данном регионе происходило в интервале 3200-3000 млн.лет. К концу этого интервала была сформирована кора Карельского кратона и первичное вещество хетоламбинского подкомплекса БПП, имеющего широкое площадное развитие и представленного ортоамфиболитами и ортокристаллосланцами, сохранившими признаки расслоенных плутонов габбро-анортозитового состава. Ориентировочно на рубеже 3000-2900 млн.лет, возможно под воздействием конвективных процессов в мантии происходили частичное плавление и дифференциация базитового вещества, приведшие к обособлению более легких тоналит-трондjemитовых расплавов, которые поднимались к поверхности, интродуировали и замещали, в том числе путем плагиогранитизации, исходный 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.

В Северо-Карельской СФЗ раннекоровые образования, представленные диоритоидами с включениями габброидов, ортоамфиболитов и кристаллосланцев, выделяются в крайнем северо-западном углу территории, относящейся к Пяозерскому блоку. Большая часть образований блока уже в раннем архее прошла стадию интенсивной плагиогранитизации, что привело к превращению его в стабильную структуру с корой континентального типа.

В позднем архее в интервале 2900-2860 млн.лет /1/ после относительной стабилизации (кратонизации) на породах хетоламбинского и котозерского подкомплексов БПП заложились Лоухский глубоководный прогиб. В его пределах накапливались граувакки, являющиеся преимущественно продуктами размыва пород основания. Локально седиментация сопровождалась излияниями лав кислого и средне-кислого состава, образующих маломощные покровы в толще терригенных пород.

Гигантский Лоухский прогиб, протягивающийся на сотни километров из района пос.Ковда на севере до г.Беломорска на юге, имел различную морфологию. В северной части – это узкий трог, представленный на современном срезе сплошной полосой развития глиноземистых гнейсов. Примерно с широты оз.Энгозера прогиб приобретает форму обширного бассейна, реликты которого сохранились на современном эрозионном срезе в виде изолированных останцов, глиноземистых гнейсов.

В раннем лопии в возрастном интервале 2880-2820 млн.лет на краю Карельского кратона заложились Тикшеозерский ЗКП проторифтогенной природы с локализацией центров палеовулканизма в северной части пояса в районе г.Хизовара – г.Вичаны. На протяжении всего раннего лопия происходили интенсивные последовательные излияния лав андезит-коматит-базальтовой, риолит-дацитовой и базальтовой формаций с ограниченной примесью

терригенного грауваккового материала. В южной части территории листа терригенное осадконакопление проявилось достаточно интенсивно на начальном этапе проторифтогенного режима, вероятно, близкого по времени к заложению Лоухского прогиба в БПП.

На рубеже раннего и позднего лопия (~ 2800 млн.лет) в БПП произошла активизация тектоно-магматических процессов, связанная с растяжением земной коры и установлением проторифтогенного режима в Карельской гранит-зеленокаменной области. Она сопровождалась складкообразованием, высокотемпературным умереннобарическим метаморфизмом /1, 7, 14/, и внедрением многочисленных интрузий боярского перидотит-габбро-анортозитового комплекса.

Позднелопийский этап (2740-2700 млн.лет) для всей территории листа характеризуется высокой эндогенной активностью, отвечающей геодинамическому режиму коллизионной орогении. В пределах БПП с ним связано региональное развитие плагиомигматизации и плагиогранитоидов никольского комплекса, проявление высокобарического высокотемпературного метаморфизма, на заключительной стадии этапа (2700-2600 млн.лет) сменяющегося умереннобарическим с широким развитием калиевых мигматитов и гранитов (керетьский и мягрекский комплексы). В Северо-Карельской СФЗ с позднелопийским этапом связана интенсивная тектоно-метаморфическая и ультраметаморфическая переработка гранитоидов основания и развитие интрузий среднего и кислого состава, в том числе такого специфического комплекса, как топозерский граносиенит-гранитовый, завершающего лопийскую эпоху развития и знаменующего переход к субплатформенному этапу.

Раннепротерозойское развитие территории начинается с рифтогенных процессов селецкого этапа (2450-2320 млн.лет). В БПП они получили региональное выражение в массовом внедрении мелких расслоенных интрузий куземского лерцолит-габбро-норитового (друзитового) комплекса, формирующихся, вероятно, под влиянием мантийного плюма в относительно жесткой раме на глубинах, эквивалентных $P=8-9$ кбар в условиях растяжения земной коры, постоянно чередующихся с периодами сжатия /1/. Региональный метаморфизм селецкого этапа отвечал условиям дистен-микроклиновой субфации амфиболитовой фации. Сумийских гранитов и мигматитов на площади листа в пределах БПП не установлено. В

Северо-Карельской зоне процессы сумийского этапа проявились более интенсивно и разнообразно. В центральной части Тикшеозерского ЗКП произошло заложение Вичанской наложенной мульды, выполненной вулканитами разного состава и, вероятно, наследующей Рухнаволоокскую лопийскую палеовулканическую структуру. Вдоль границы с БПП внедрялись многочисленные перцолит-габброноритовые интрузии, а вдоль западной границы Тикшеозерского ЗКП – гипабиссальные интрузии чарнокитоидов вичанского подкомплекса, являющиеся характерными именно для данной территории.

С сумийским этапом связано образование взбросо-сдвиговых северо-восточных и субширотных зон разрывных нарушений, развитых как в БПП, так и в Северо-Карельской СФЗ, и являющихся магмоподводящими для интрузий чарнокитоидов и друзитов, а также приводящих к значительным смещениям архейских супракрустальных образований.

Движения сумийского этапа обусловили заложение целой серии прогибов на границе Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса, в том числе Шомбозерского синклинория Восточно-Карельской СФЗ, большая часть которого располагается на смежной с юга и запада территории. Доминирующим в пределах его небольшого фрагмента, расположенного в юго-западном углу площади листа, являлся вулканизм гомодромной направленности при незначительной роли терригенного осадконакопления. Процессы вулканизма продолжались здесь и в сариолии.

Ятулийско-людиковый этап (2300-2000 млн.лет) для большей части территории явился этапом стабилизации, о чем свидетельствует резкое затухание магматизма, фиксирующегося только людиковийско-калевийскими ультраосновными интрузиями, локализующимися в северо-западной части площади, и единичными габбро-долеритовыми дайками. Незначительное терригенное осадконакопление имело место в юго-западной части площади в небольшой впадине среди сариолийских вулканитов. В конце этого этапа сумийско-ятулийские вулканиты и осадки были смяты в приразломную симметричную складку северо-западного простирания с опрокинутым северо-восточным крылом.

Вепсийский этап (1950-1750 млн.лет), отвечающий по времени свекофеннскому циклу тектоно-магматической активизации Фенноскандинавского щита, проявлен на рассматриваемой территории гораздо менее интенсивно, чем на расположенных севернее площадях БПП и Северо-Карельской зоны, где присущие ему процессы пегматитообразования, метасоматоза и куполообразования имеют региональное развитие и высокую интенсивность. При движении с севера на юг отмечается их постепенное затухание и на рассматриваемой территории можно говорить лишь о локальных небольших очагах пегматитообразования и отдельных зонах метасоматоза, а также наложенном метаморфизме повышенного или высокого давления амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, проявившихся как в БПП, так и в Северо-Карельской СФЗ. В ранневепсийское время произошло внедрение щелочно-ультраосновного Еletzозерского массива, характеризующего условия стабильности при мощной и зрелой континентальной коре. Приуроченность его к глубинному разлому определяет большую глубинность магматического источника. Структурная эволюция этого этапа привела к развитию бластокатаклизитов по архейским породам, переориентировке ранних складок, подновлению зон северо-восточных и субширотных сдвигов /1, 24/.

Признаков позднепротерозойского, палеозойского и мезозойского этапов развития на территории листа не установлено. Вероятно, в эти периоды здесь существовал континентальный режим и тектоно-магматическая активизация этого времени, характерная для смежных с севера площадей (от оз.Ковдозера на юге до центральной части Кольского полуострова на севере), здесь не проявилась. Кайнозойский этап развития территории рассматривается в главе «геоморфология».

Следует констатировать, что часть БПП, располагающаяся в рамках листа Q-36-XXI, XXII, и особенно к югу от широты оз.Энгозера, является достаточно стабильным участком земной коры, консолидация которого завершилась, в основном, в раннелопийское время. Учитывая, что аналогичным геологическим строением характеризуются и смежные с востока и юга площади, вероятно, понятие Беломорский подвижный пояс, широко используемое в современной литературе для всей Беломорской мегаструктуры /1/, следует сохранить только за северной её

частью, ограниченной с юга широтой оз.Энгозера. Южная часть мегаструктуры может рассматриваться как блок, завершивший своё развитие в архее. Высказанное положение требует всестороннего обсуждения в совокупности с анализом новейших геологических данных, поэтому в данной работе используется понятие Беломорский подвижный пояс, принятое в настоящее время /1/.

6. Геоморфология.

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

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 и аккумулятивный.

Структурно-денудационный рельеф (N-H) представлен денудационными цокольными равнинами на докембрийских кристаллических породах фундамента, перекрытыми маломощным разорванным покровом четвертичных отложений. Выделяются шесть типов равнин.

Равнина крупно-грядовая с северо-западной ориентировкой гряд. Абсолютная высота равнины 120-190 м. Она образована на гнейсо-плагиогранитах и плагиомигматитах кестеньгского комплекса. Гряды вытянуты в северо-западном направлении, совпадающем с простиранием кристаллических пород. Протяженность гряд 2-3 км, ширина от 500 м до 1 км. Относительная высота гряд 30-40 метров. Вершины плоские, склоны довольно пологие и расчлененные, иногда ступенчатые.

Равнина крупно-холмистая. Абсолютная высота равнины 120-150 метров. Образована она на гранитах и граносиенитах топозерского комплекса. Располагается равнина вдоль побережья

оз.Топозера. Диаметр холмов достигает 2 км. Холмы сглажены, склоны пологие, слабо расчлененные. Вершины холмов плоские. Их относительная высота около 20 м.

Равнина мелкогрядовая полого-волнистая. Абсолютная высота равнины 60-140 м. Равнина занимает северную часть территории. Она развита на различных породах архея и протерозоя, преимущественно перекрытых ледниковыми отложениями. Равнина сильно заболочена. Небольшие узкие гряды, расположенные на равнине, шириной 100-200 м и длиной 500 м – 1 км имеют СЗ и субширотную ориентировку. Относительная высота гряд около 10 метров.

Равнина мелкогрядовая с невыраженной ориентировкой гряд. Абсолютная высота равнины 100-120м. Она развита на метавулканитах и метаосадках тикшозерского зеленокаменного пояса. Равнина прерывисто протягивается с севера на юг в центральной части территории листов от оз. Пиртозеро до оз. Поньгома. Небольшие слаборасчлененные гряды протяженностью от 200м до 1км располагаются достаточно хаотично и имеют в плане различные очертания. Относительная высота гряд составляет около 20м. Склоны их достаточно пологие, вершины довольно плоские.

Равнина грядово-холмистая образована на глиноземистых гнейсах лоухского подкомплекса. Абсолютная высота равнины 100-110м. На территории листа она имеет ограниченное распространение и представлена небольшими фрагментами северо-западного направления, совпадающими с генеральным простиранием гнейсов. В тоже время часто протяженность гряд имеет субширотное направление, что обусловлено их приуроченностью к широтной зоне разломов. Ширина гряд и холмов от 1 до 2 км. Склоны средней крутизны, часто ступенчатые, сильно расчлененные. Относительная высота гряд 10-20 метров.

Равнина мелкогрядовая с преобладанием северо-восточной ориентировки гряд. Равнина развита на ортоамфиболитах хетоламбинского подкомплекса. Абсолютная высота равнины 70-100м. Распространена она в основном вокруг оз. Энгозеро. Длина гряд от 200м до 1500м, ширина 200-600 м, склоны пологие, вершины плоские. Относительная высота гряд около 10 метров. Ориентировка гряд совпадает с простиранием пород.

Аккумулятивный рельеф.

Ледниковый

Равнина моренная, слабо всхолмленная (Q_{III}-Н). Абсолютная высота равнины 60-140м. с относительными превышениями 2-5м. Повышения и понижения равнины имеют плавные очертания. Склоны увалообразных повышений протяженностью 300-3000м при ширине 50-300м очень пологие. Плоские и широкие понижения между ними, как правило, заболочены. Ориентировка форм рельефа в основном северо-западная, унаследованная от дчетвертичного рельефа. Местами среди равнины выделяются холмы, гряды и друмлины с более значительной относительной высотой, достигающей 20м, и с более крутыми склонами. В проксимальном конце друмлинов часто встречаются выходы коренных пород. Друмлины встречаются на территории листа не только на моренной равнине. Они развиты повсеместно и в пределах структурно-денудационных равнин, особенно в южной части территории листа.

Холмисто-грядовый рельеф (Q_{III}-Н) имеет ограниченное распространение и развит только в северо-западной части территории севернее оз.Б.Лагиярви. Длина меридианальных гряд около 6 км, ширина около 1 км. Относительная высота гряд 30-40м. К востоку гряды понижаются до среднего уровня прилегающей равнины. К западу они постепенно переходят в холмообразные повышения с более низкой относительной высотой / 83 /.

Водно-ледниковый

Равнина зандровая, полого-волнистая (Q_{III}-Н) занимает небольшие площади территории листа северо-восточнее оз. Боярское, юго-западнее оз. Верхнее и северо-западнее оз. Пиртозеро. Абсолютная высота равнины 100-160м. Равнина приурочена к понижениям доледникового рельефа и образовалась в результате аккумуляции водно-ледниковых отложений. Кроме зандровой равнины водно-ледниковые потоки сформировали озы, встречающиеся в различных частях территории листа. Озы ориентированы преимущественно в северо-западном, реже в субширотном направлении. Они представляют собой отчетливо выраженные узкие гряды высотой 5-35 м и длиной от 0,6 до 10-12 км при ширине гребня от 10 до 50 метров. Склоны их, как правило, симметричные, иногда асимметричные крутизной 20-45°

Наибольший интерес представляет собой гряда северо-западного простирания в р-не станций Боярская, Амбарный. Это сложное образование, представляющее собой комплекс небольших гряд и холмов, имеющих в целом вид гряды с плоскими и широкими вершинами (иногда до 200-400 м). Восточный склон пологий, постепенно сливающийся с зандровой песчаной равниной. Юго-западный склон местами крутой и террасированный. Гряда, по всей видимости, была образована в понижении в теле мертвого льда и после стаивания ледника имела вид высокой гряды, в строении которой принимали участие и флювиогляциальные осадки и отложения внутриледниковых озер. Впоследствии гряда была размыва водными послеледниковой морской трансгрессии, что привело к выполаживанию восточного склона /4 /.

Равнина озерно-ледниковая.(Q_{III}-H) образована в результате аккумуляции осадков приледниковых бассейнов. Прослеживается фрагментарно вдоль озер Кереть, Вингели, Верхнее Кумозеро. Абсолютная высота равнины 90-100 м. Равнина плоская, наклонная. Поверхность равнины заболочена. Вокруг оз.Кереть иногда прослеживается не четко выраженный уступ на абсолютных отметках 100-105 м, высотой около 2 м. Он нечетко выражен, размыв, что свидетельствует о том, что в позднеледниковое время размеры бассейна были гораздо больше современного. На территории листа встречаются камы – формы рельефа, созданные аккумуляцией внутриледниковых озер. Форма камов разнообразна. Это и высокие куполообразные холмы до 15 м с крутыми склонами, и незначительные холмики высотой 3-5 м с пологими склонами и плоскими вершинами. Понижения между холмами воронкообразной формы, местами заболочены или заняты озерами.

Биогенный.

Равнина биогенная (H) встречается на всей территории на различных абсолютных отметках, 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.

Речной.

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

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 170-200 м, а на востоке – 60 м. Средняя абсолютная высота – 100-110 м. Понижения между возвышенностями, сложенными кристаллическими породами, заняты речными долинами, озерами и болотами широтного и северо-западного, реже северо-восточного направления.

Наличие часто встречающихся спрямленных участков элементов рельефа может свидетельствовать о предопределенности этих направлений дизъюнктивными нарушениями. В подавляющем большинстве разрывные нарушения являются омоложенными или активизированными разрывами древнего заложения /9,28/.

Особенно отчетливо фиксируется широтная зона разломов в центральной части территории листов. Она хорошо дешифрируется на МАКС и отчетливо прослеживается в рельефе. Основные черты движений новейшего тектонического этапа определяются тектоническим режимом, который проявляется на Феноскандинавском щите начиная с позднего докембрия. Его главная особенность – проявление положительно направленного типа развития, т.е. преобладание поднятий над опусканиями. Последние носят относительный характер /9/ Равнина образована на сильно дислоцированных и пенепленезированных породах архея и протерозоя. Характерной особенностью рельефа часто 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 п-ва известны находки гидрослюдистой дресвянисто-щебнистой коры выветривания, образование которой относится ко второй кайнозойской эпохе корообразования /28,29/. 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 /4,12/. Возвышенности были сглажены, а понижения заполнены продуктами ледниковой аккумуляции. В поздне- и послеледниковое время самая восточная часть территории подверглась воздействию морских трансгрессий, о чем свидетельствуют следы размыва морены. В голоцене территория подверглась заболачиванию, сформировалась речная сеть.

7. Полезные ископаемые.

На территории листа Q-36-XXI, XXII до недавнего времени были известны только неметаллические полезные ископаемые. Наиболее важным из них является кианит, промышленные концентрации которого сосредоточены в залежах Хизоварского месторождения, детально разведанного и подготовленного для промышленного освоения в 1952-53гг. Традиционные для Чупино-Лоухского района месторождения слюды-мусковита на данном листе представлены 5 мелкими законсервированными месторождениями и слабо перспективными проявлениями, характеризующимися сравнительно низким качеством слюды и ограниченными ресурсами. Два мелких месторождения и ряд проявлений керамического сырья слабо изучены и мало перспективны из-за удаленности от обогатительных фабрик. Значительными ресурсами располагает территория в отношении разнообразных строительных материалов: природного облицовочного камня, запасы которого практически не ограничены, песчано-гравийных материалов, диатомита, а также торфа в качестве топлива. На ряд месторождений песчано-гравийных и облицовочных материалов оформлены лицензии на разведочные и

эксплуатационные работы. Из других видов неметаллических полезных ископаемых перспективными являются проявления абразивного граната и особо чистого кварца.

Перспективы выявления промышленно значимых объектов металлических полезных ископаемых в пределах листа Q-36-XXI, XXII до настоящего времени остаются неясными из-за крайне слабой изученности района на рудные полезные ископаемые, обусловленной традиционно сложившейся в предыдущие годы односторонней ориентацией поисковых работ на прирост запасов мусковита и керамического сырья. На всей территории за последнее десятилетие выявлено несколько проявлений и пунктов минерализации золота, проявления ильменит-магнетитовых руд с сопутствующими платиноидами и золотом и проявления железных руд. В северной части Тикшеозерского ЗКП в рамках программы «Золото Карелии» с 1997 года начаты поисковые работы на золото.

Горючие ископаемые.

Торф.

На территории листа Q-36-XXI, XXII месторождений торфа нет. Известны 7 проявлений торфа (78). Два из них с прогнозными ресурсами по категории P_1 - 1282 тыс.тонн при средней мощности пласта 1,5 м и пять проявлений с прогнозными ресурсами по категории P_2 - 120656 тыс.тонн при средней мощности пласта 1,6 м. Список проявлений торфа и краткая характеристика приводится в приложении № 6.

Металлические ископаемые.

Черные металлы

Железо.

Рудопроявление Рухнаволоок (I-2-1) кремнисто-железорудной формации выявлено при проведении поисковых работ на золото на участке Рухнаволоок в 1999г. Оно локализовано в плагиогранитах и кварцевых диоритах Рухнаволоокского массива кухтозерского диорит-гранодиоритового комплекса. Пятью скважинами глубиной от 25 до 152 м в интервале глубин от 8 до 82 м вскрыто от 2 до 8 горизонтов полосчатых амфибол-магнетит-кварцевых пород, приуроченных к зонам щелочного метасоматоза во вмещающих гранитоидах. Мощность

горизонтов от 0,5 до 10,9 м. Среднее содержание магнетита не превышает 20-25% (визуально). Проявление фиксируется линзовидной магнитной аномалией интенсивностью от 500 до 3000 нТл, площадью около 1,5 км². По предварительной оценке в ходе ещё не завершённых работ прогнозные ресурсы категории Р₂ составляют около 2 млн. тонн, что не отвечает экономическим параметрам минимально рентабельного промышленного месторождения железных руд и на сегодняшний день учету не подлежит. Окончательная оценка прогнозных ресурсов и выбор возможного аналога среди промышленных железорудных месторождений будут проведены по завершении изучения всех параметров оруденения и окончании поисковых работ на участке.

Титан.

Палоярвинское проявление (I-3-5) ванадий-титановой с платиноидами и золотом рудной формации выявлено в 1990г. при проведении научно-исследовательских работ специалистами Карельского НЦ РАН /53, 57/ Оно локализовано в Палоярвинском первично дифференцированном массиве габбро-анортозитов боярского перидотит-габбро-анортозитового комплекса. Массив расположен на восточном берегу оз. Кереть и вытянут в субмеридиональном направлении на 7 км при ширине 0,8-2,3 км. Породы массива значительно амфиболизированы и в настоящее время представлены преимущественно гранат-полевошпатовыми амфиболитами.

Все известные в настоящее время выходы рудных пород приурочены к юго-восточной части массива в районе горы с выс.отм. 145,0 м и расположены на площади около 1,5 км². Выявлено 10 рудных тел мощностью от 0,2 до 30 м и протяженностью от десятков до 200 м.

Детально изучено тело рудных оливинсодержащих вебстеритов-перидотитов видимой мощностью до 40 м и прослеженное по простиранию на расстояние около 100 м /58/. Внутреннее строение этого тела определяется ритмично-зональным распределением рудных перидотитов, рудных вебстеритов и их амфиболизированных разновидностей. Переходы между этими породами постепенные и различия устанавливаются только при петро-графическом изучении. Рудное вещество представлено ильменитом (10,3%) и титаномагнетитом (до 40,6%) с редкой вкрапленностью пирита и халькопирита и составляет 35-50% от общей массы породы при среднем содержании TiO₂ до 5%.

Магнетит и ильменит образуют агрегатные скопления крупных (до 0,5-1 мм) зерен, выполняющих интерстиции между зернами оливина и пироксенов, что обуславливает сидеронитовые структуры этих пород и подтверждает их первично-магматическое происхождение. Количественные соотношения между магнетитом и ильменитом варьируют в довольно широких пределах, но обычно преобладает магнетит. Для рудных пород участка характерны повышенные содержания ванадия (до 830-1300 г/т) и незначительные – хрома и никеля. Во всех выявленных рудных зонах отмечаются повышенные концентрации ЭПГ и золота, в основном, приуроченные к мономинеральным ильменитовым шлирам в пегматитах рудного участка. Содержание Pt колеблется от 0,2-0,3 до 0,4-0,52 г/т, Pd – от 0,3—1,0 до 1,5-2,8 г/т, золота – от 0,1-0,6 до 1,3-2,5 г/т /31, 43/. Установлено, что ЭПГ и золото не образуют в рудных породах самостоятельных минеральных фаз и самородных минералов, а вероятнее всего, находятся в виде изоморфных примесей в главных минералах породы. Химический и пробирный анализ мономинеральных фракций оливина, ортопироксена, магнетита и ильменита показал, что главным концентратором Pt и Pd являются оливин, он же второй после ильменита концентратор золота. Содержание благородных металлов в магнетите и ильмените распределяется соответственно: Pt – 0,104 и 0,23 г/т, Pd – 0,4 и 0,38 г/т, Au – 0,57 и 3,05 г/т. Содержание TiO_2 в ильмените – 51,2%, в магнетите – 4,27%, V_2O_5 соответственно – 0,082 и 0,844%, Cr_2O_3 – 0,007 и 0,018% /59/.

Распределение платиноидов и золота в рудных породах характеризуется следующими содержаниями:

- перидотиты и оливиновые вебстериты Pt – 0,23 г/т, Pd – 1,0 г/т, Au – 0,35 г/т (среднее по 22 пробам);
- амфиболлизированные вебстериты Pt – 0,22 г/т, Pd – 1,26 г/т, Au – 0,097 г/т (среднее по 23 пробам);
- рудные амфиболиты Pt – 0,23 г/т, Pd – 0,79 г/т, Au – 0,175 г/т (среднее по 9 пробам);
- полевошпатовые амфиболиты Pt – 0,019 г/т, Pd – 0,166 г/т, Au – 0,038 г/т (среднее по 13 пробам).

Из приведенных данных следует, что минерализация имеет палладиевую специализацию (Pt:Pd=0,17:0,29), при этом наиболее равномерно в рудных породах распределена платина. Золото в рассматриваемых рудных породах распределено неравномерно и его содержание в пробах варьирует от 0 до 2,5 г/т. Наиболее высокий фон золота установлен в рудных перидотитах и оливиновых вебстеритах. Установлено также, что золотометалльно-платиновая минерализация имеет место практически во всех опробованных телах рудных пород, выявленных в юго-восточной части массива. Кроме того, по результатам атомно-абсорбционного анализа установлен повышенный фон ЭПГ и Au в пределах всего Палоярвинского массива, что значительно расширяет перспективы данного объекта /31/.

Геологическое строение, состав пород и содержание рудных компонентов показывают, что Палоярвинский массив является аналогом массивов габбро-лабрадоритовой формации Кольского полуострова, характеризующихся бедными ильменит-магнетитовыми рудами /58/, промышленная разработка которых в ближайшем будущем не имеет перспектив. Однако, несмотря на ванадий-титановую формационную принадлежность Палоярвинского массива, приведенные сведения дают основания предполагать, что его породы могут содержать платиноиды и золото, в концентрациях представляющих практический интерес, что вызывает необходимость более детального его изучения для практической оценки сопутствующего оруденения.

Благородные металлы.

Золото

Проявления золоторудной минерализации в пределах листа Q-36-XXI, XXII локализованы в трех минерагенических зонах: Тикшеозерской золото-сурьяно-мышьяковой, Лехтинско-Шомбозерской золоторудной и Чупино-Лоухской пегматитовой.

В Лехтинско-Шомбозерской минерагенической зоне выявлено 2 проявления и 4 пункта золоторудной минерализации. Все они локализованы в пределах Димитровской золоторудной зоны и относятся к золото-сульфидно-кварцевой рудной формации. Наиболее значимым золоторудным объектом является проявление Дмитрия (IV-1-5), выявленное в 1982г. при

проведении АФГК-50 Восточно-Карельской СФЗ /108/. Оно приурочено к мощной зоне регионального разлома СЗ простирания, фиксирующей интенсивно проявленными процессами катаклаза, милонитизации, кварцевого метасоматоза и серицитизации в биотит-полевошпатовых и гранат-биотитовых сланцах нижнелопийской гнейсо-сланцевой толщи. За пределами проявления зона прослеживается на 10 км в северо-западном направлении и более чем на 10 км на юго-восток за пределы листа. Мощность зоны превышает 500 м. Золотая минерализация приурочена к штокверковой зоне, образованной тонкими (от миллиметров до 10-20 см) кварцевыми прожилками различной ориентировки, но с преобладанием залегающих согласно с рассланцеванием пород. Рудовмещающая зона мощностью 200-250 м и протяженностью более 2000 м выделена по аномальным содержаниям золота от 0,011 г/т и выше. Рудная минерализация представлена слабым ожелезнением и мелкой рассеянной вкрапленностью пирита. Максимальные содержания золота установлены в канаве № 89. По данным спектрозолотометрического анализа бороздовых проб содержания 2 г/т отмечены в интервале 8-9 м и 10 г/т – в интервале 1-2м. По результатам пробирного анализа в интервале 1-2 м установлены содержания 3,5 г/т, в интервале 16,5-19 м – 1 г/т. Отмечаются повышенные содержания $Vi-1-50$ г/т, $Mo-0,003-0,01\%$, $W-0,001\%$. К северо-западу и юго-востоку от проявления Димитрия в пределах рудной зоны выявлено 4 пункта минерализации – IV-1-2,3,6; 11 (приложение № 6) с содержанием золота от 0,02 до 0,36 г/т. Дополнительными благоприятными факторами контроля золотого оруденения является наличие в пределах Димитровской рудной зоны интенсивной первичной геохимической аномалии размером 5x1 км (IV-1-4), выделенной по результатам анализа 41 пробы с содержаниями Au от 0,001 до 3,5 г/т, и ряда точечных литохимических проб с содержаниями золота более 0,01 г/т. Второе, менее перспективное, проявление золота в пределах этой зоны расположено в 1,5 км к югу от проявления Димитрия на СЗ берегу оз.Бол.Шуоярви (IV-1-9). Проявление приурочено к кварцито-конгломератовой пачке окуневской свиты сумия, также захваченной процессами метасоматоза, милонитизации и катаклаза, как и описанное выше проявление. Минерализация приурочена к пластовому телу гравелитов протяженностью от первых до десятков метров при

мощности в дециметры. Содержание золота: 1 проба 9,03 г/т в единичных пробах до 1-2 г/т (золотоспектральный анализ), в шлихоминералогических пробах – единичные знаки золота.

Димитровская золоторудная зона, в целом имеющая площадь около 24 км², может рассматриваться как потенциальное рудное поле. Прогнозные ресурсы по нему категории Р₂ в количестве 33 тонны, при средних содержаниях 5 г/т до глубины 300 м были подсчитаны В.А.Коровкиным в 1996г. /89/ и в 1998г. одобрены ЦНИГРИ и утверждены МПР РФ. В 1999г. эта цифра была подтверждена Е.Н.Афанасьевой /76/ и утверждена Ученым Советом ВСЕГЕИ. Новых данных для изменения принятых прогнозных ресурсов не получено.

Учитывая комплекс указанных выше поисковых признаков можно предположить, что проявление Димитрия и вся Димитровская золоторудная зона имеют перспективы увеличения прогнозных ресурсов золота при проведении более детальных работ по изучению параметров оруденения по простиранию, мощности и на глубину. Промышленные аналоги проявления Димитрия в Карело-Кольском регионе неизвестны.

Шомбозерский рудный узел, в пределах которого расположена Димитровская золоторудная зона, по данным обобщающих работ в рамках программы «Золото Карелии» /76, 94, 95/ выделяется как один из наиболее перспективных объектов. В пределах этого рудного узла, на территории листа Q-36-XXI, XXII, к северу от Димитровской зоны выявлен ряд локальных поисковых признаков, подтверждающих выводы о потенциальной перспективности рудного узла в целом. К их числу относятся две первичных геохимических аномалии (IV-1-8, 10), шлиховой ореол с единичными знаками золота (IV-1-1) и шлихогеохимический ореол (III-1-2) с содержаниями золота в пробах от 0,001 до 0,101 г/т. Кроме того дополнительным благоприятным фактором контроля золотого оруденения является наличие позднелопийских даек риолитов и дацитов в северо-западной части площади Шомбозерского узла.

В Тикшеозерской минерагенической зоне, совпадающей с границами зеленокаменного пояса, выявлено 2 проявления и 2 пункта золоторудной минерализации. Все они локализируются в пределах Хизоварско-Рухнаволоцкого рудного узла площадью около 360 кв.км и относятся к

золото-сульфидно-кварцевой рудной формации. В его составе выделяются два рудных поля: Хизоварское золото-кианитовое и прогнозируемое Рухнаволоцкое золоторудное.

В пределах Хизоварского рудного поля площадью около 55 км² известен один пункт золоторудной минерализации – Хизовара, выявленный В.Н.Кожевниковым в 1987г. в ходе научно-исследовательских работ на участке Фукситовый (I-1-3). Проявление приурочено к субширотной зоне гранат-ставролит-кварц-слюдистых метасоматитов с галенит-сфалеритовой рудной вкрапленностью мощностью первые метры и прослеженной на расстояние около 10 м. Метасоматиты залегают среди гранат-кианит-кварцевых и двуслюдяных сланцев по кислым вулканитам хизоварской свиты и пространственно ассоциируют со штоком дацитов позднелопийского хизоварского андезидацитового комплекса. Содержание золота в единичной штуфной пробе составляет 0,6 г/т (золотоспектральный анализ), Ag – 20 г/т, Bi – 220 г/т, Pb – 0,24%, Zn – 1,6%. В пределах рудного поля известно также несколько точек аномального содержания золота, выявленных в ходе тех же работ и приуроченных, как правило, к участкам арсенопиритовой минерализации, локализованной в турмалинизированных и окварцованных кианит-кварц-гранат-куммингтонитовых метасоматитах, либо в метасоматитах кислотной фации. В южной части рудного поля среди метасоматитов с кварц-магнетитовой минерализацией по кислым вулканогенно-осадочным породам хизоварской свиты встречен горизонт мощностью 0,2-0,3 м с содержанием арсенопирита 40-50%, прослеженный с перерывами на расстояние около 60 м. Содержание мышьяка в штуфных пробах более 1%, Co – до 0,1%, Ni – 0,02%, Cu – до 0,15%, Cr – 0,04-0,1%, Ag – до 0,6 г/т, Au – 0,01-0,12 г/т /31/.

Имеющиеся сведения о золоторудной минерализации носят случайный характер и получены, в основном, в ходе научно-исследовательских работ. Специализированных работ на золото на территории Хизоварского рудного поля не проводилось. Однако сочетание в его пределах таких благоприятных факторов как коматиит-базальтовая толща в основании разреза, ассоциация кисло-средних вулканитов с углеродистыми, железистыми и хемогенными осадками с сингенетичной сульфидной минерализацией, широкое развитие субвулканических тел, даек и штоков андезидацитов, дацитов и риодацитов, сопровождающихся мощными

ореолами метасоматической переработки, а также других пород с повышенным содержанием золота дают основания прогнозировать выявление рудных объектов стратиформно-метасоматического типа с промышленными содержаниями золота.

Прогнозируемое Рухнаволоцкое золоторудное поле расположено на западном берегу и островах центральной части оз. Кереть в районе озер Рухнаволоц и Нален и структурно приурочено к южной части подзоны развития палеовулканов центрального типа. Площадь рудного поля около 80 км². В его пределах известны 2 проявления золота: Рухнаволоц (II-2-1) и Вичаны-1 (II-2-2) и один пункт минерализации Вичаны-2 (II-2-3).

В северной части Рухнаволоцкого рудного поля находится одноименный участок, на котором в настоящее время Северной экспедицией Карелгеолкома проводятся поиски золота в масштабе 1:10000 на площади около 35 км². Работы выполняются в рамках программы «Золото Карелии». По результатам геохимических поисков /105/ в рыхлых отложениях выделены две локальные аномалии со средним содержанием золота 0,355 г/т и единичными максимальными содержаниями от 1,9 до 2,12 г/т. По данным опробования коренных пород выявлено рудопроявление Рухнаволоц, приуроченное к зоне интенсивного калий-железо-магнезиального метасоматоза и окварцевания в породах верхнеозерской свиты. В кварцевой жиле субширотного простирания, мощностью 0,3 м, секущей окварцованные амфиболиты, установлено содержание золота 1,81 г/т. Кварц молочно-белый с включениями пирита и халькопирита. В амфиболитах вблизи жилы содержание золота – 0,16 г/т. Проявление пространственно совмещено с шлиховым ореолом (I-2-2) площадью около 16 км², выделенным по 9 шлихам со знаками пластинчатого высокопробного золота. В этом же ореоле отмечены 2 шлиха со знаками железистой платины и 1 шлик со знаками самородного серебра.

Дополнительным фактором контроля золоторудной минерализации является также пространственная связь рудопроявления с массивами кухтозерского диорит-гранодиоритового комплекса в экзоконтактной зоне которых оно локализовано. Рудоконтролирующая роль подобных массивов известково-щелочного ряда, прорывающих внутренние части зеленокаменных поясов, известна для многих золоторудных месторождений провинции

Онтарио и пояса Хатту в Финляндии /22/. Косвенным поисковым признаком контроля золотого оруденения является также непосредственная близость проявления к предполагаемой по геофизическим и геологическим данным палеовулканической постройке центрального типа и обусловленная этим фактором большая мощность разреза коматиит-базальтовой толщи.

Проявление Вичаны-1 и пункт минерализации Вичаны-2 расположены на западном побережье острова Вичаны (оз. Кереть). Первое из них выявлено в ходе поисковых работ Северной экспедиции, изучено недостаточно и описание приводится по данным полевых материалов. Золотая минерализация приурочена к кварцевой жиле северо-восточного простирания, секущей массивные окварцованные гранатовые амфиболиты по основным вулканитам верхнеозерской свиты. Мощность жилы 2 м, по простиранию прослежена на 5 м. Кварц в жиле белый и желтовато-бурый с примазками медной зелени по границам блоков. Содержание золота соответствует промышленным значениям и равно 6,19 г/т. Масштабы оруденения не изучены.

Пункт минерализации Вичаны-2 расположен в 1300 м южнее Вичаны-1 на северном берегу оз. Нален. Он выявлен Л.В.Кулешевич в 1990г. в ходе научно-исследовательских работ КНЦ РАН. Золотая минерализация представлена горизонтом вкрапленно-прожилкового существенно пирротинового с халькопиритом оруденения в основных вулканитах верхнеозерской свиты. Рудная залежь мощностью 5 м прослежена на 200-250 м, содержание золота по 4 пробам (пробирный анализ) составляет 0,016-0,5 г/т, серебра до 1 г/т /94/. Проявление и колчеданная минерализация контролируются зоной сочленения регионального разлома широтного простирания с оперяющим разломом северо-восточного простирания и пространственно сопряжено с контактовым ореолом Вичанского массива чарнокитов.

За пределами Хизоварско-Рухнаволоцкого рудного узла на остальной части Тикшеозерского ЗКП проявлений золота не выявлено. Здесь косвенным признаком потенциальной золотоносности является наличие 5 точечных шлихогеохимических аномалий с содержаниями золота от 0,011 до 0,26 г/т, локализованных в вулканогенно-осадочных породах хизоварской и верхнеозерской свит. Аналогичные точечные аномалии с содержаниями золота от 0,012 до

0,485 г/т, по всей вероятности связанные с зонами сульфидизации, выявлены среди образований хетоламбинского и котозерского подкомплексов беломорского комплекса. В пределах хетоламбинского подкомплекса известна также одна точка золоторудной минерализации в районе оз.Верх.Рюжи, выявленная Н.М.Саморуковым при изучении фальбандов Беломорья /87/.

Зона прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации видимой мощностью 8 м, протяженностью около 300 м, локализована в пироксен-амфибол-гранат-плагиоклазовом кристаллосланце по габбро-анортозитам хетоламбинского подкомплекса. Минерализация приурочена к зоне разлома северо-восточного простирания. Породы в зоне разлома интенсивно катаклазированы, милонитизированы и подверглись железо-магнезиальному метасоматозу, окварцеванию, карбонатизации и порфиробластезу. Содержание золота 0,02-0,14 г/т (пробирный анализ), Zn до 0,2%, Cu 0,01-0,1%, Ag 0,1-0,8 г/т. К этой же линейной зоне разлома приурочено несколько шлихогеохимических и литохимических точек аномальных содержаний Cu, Zn и Au с содержанием 0,015-0,023 г/т. Три шлихогеохимических пробы с аномальными содержаниями золота от 0,014 до 0,101 г/т приурочены к гранитоидам Топозерского граносиенит-гранитового комплекса, рудно-формационная принадлежность которых на сегодняшний день не определена /95/.

Неметаллические ископаемые.

Неметаллические полезные ископаемые на территории листа Q-36-XXI, XXII до недавнего времени составляли основу минерально-сырьевой базы Чупино-Лоухского горнопромышленного района. Основными из них, состоящими на балансовом учете, были кианит, как высокоглиноземное сырье, слюда-мусковит, пегматитовое керамическое сырье, песчано-гравийные материалы и диатомит. В 90^е годы, ориентируясь на рыночный спрос, Северной экспедицией совместно с Институтом геологии КНЦ РАН были проведены поисковые работы по выявлению, прогнозной оценке и определению технологических характеристик новых и неизвестных ранее на территории листа видов минерального сырья: природных облицовочных камней, абразивного граната, особо чистого кварца и мелкочешуйчатого, низкожелезистого мусковита.

В результате этих работ выявлено 2 месторождения и 10 проявлений облицовочных камней, 2 проявления абразивного граната и по одному проявлению особо чистого кварца и мелкочешуйчатого мусковита.

Керамическое и огнеупорное сырье.

Кварц стекольный.

Проявление особо чистого гранулированного кварца Рухнаволок (I-2-3) выявлено в 1997г. при проведении Северной ПРЭ поисковых работ на золото. Проявление расположено в 3,5 км к западу от берега оз.Рухнаволок и локализовано в полевошпатовых амфиболитах по основным вулканитам верхнеозерской свиты. Выявлено 8 жил, содержащих гранулированный кварц. Кварцевые тела небольшие по размеру, на глубину не прослежены. Структура жил блоковая, выражающаяся в чередовании блоков чистого гранулированного кварца с блоками загрязненного желтого и красно-бурого кварца. По содержанию элементов-примесей кварц соответствует горному хрусталу. Коэффициент светопропускания 72-80%. По предварительной оценке кварц пригоден для использования в производстве специальных кварцевых изделий и материалов. Прогнозные ресурсы категории P_1 по известным жилам до глубины 10 м составляют 300 тонн, категории P_2 на площадь 50 км^2 – 6000 тонн /111/.

Рекогносцировочными поисковыми маршрутами в пределах Хизоварского месторождения кианита выявлено несколько кварцевых штоко- и линзоподобных кварцевых жил с молочно-белым, местами гранулированным кварцем. Участок площадью 15 км^2 рекомендован для детального изучения.

Пегматит керамический.

В данную группу включены месторождения и проявления, локализованные в гранитных пегматитах ведущим полезным ископаемым в которых является полевошпатовое сырьё, а мусковит добывается как сопутствующее сырьё. Всего на территории листа Q-36-XXI, XXII известно два мелких законсервированных месторождения, не состоящих на балансе, и 13 проявлений керамического пегматита. Месторождение Печной наволок и три проявления керамических пегматитов в северо-восточной части листа приурочены к южному флангу Хето-

ламбинского керамического рудного района и характеризуются слабой изученностью и невысокой продуктивностью. Остальные проявления керамических пегматитов находятся за его пределами и встречаются как в породах хетоламбинского и котозерского подкомплексов беломорского комплекса, так и среди образований Тикшеозерского ЗКП и его обрамления, а также среди гранитоидов топозерского комплекса.

Месторождение Печной наволок (I-4-4) расположено в 3^х км к северо-востоку от железнодорожной станции Амбарный. На его площади выявлено 13 пегматитовых жил и 5 выходов пегматита. Пегматитовые проявления локализованы в амфиболитах и плагиомигматитах по ним хетоламбинского подкомплекса и в габброноритах куземского лерцолит-габброноритового комплекса. Наиболее крупный пегматитовый шток размером 100х40 м разведан с поверхности канавами и скважинами на глубину. Он представлен блоками микроклинового пегматита с участками микроклин-пертита и дымчатого кварца с включениями пластинок мусковита и биотита. Опробование показало, что после предварительного обогащения он может быть использован в керамическом производстве. Запасы кварц-полевошпатового сырья по данному штоку по категории С₂ составили 200 тыс. тонн и отнесены к забалансовым. Размер других пегматитовых жил колеблется в пределах 23-100 м в длину при мощности 1,5-7 м, реже до 20 м. Состав жил микроклин-плагиоклазовый и плагио-микроклиновый с кварцем, биотитом и пластинками мусковита размером до 6-8 см. На жиле №1 в 1926-29 гг. трестом «Русские самоцветы» производилась комплексная добыча мусковита и полевошпатового сырья. Три жилы, перспективные на керамическое сырьё, оконтурены с поверхности, но опробование не производилось /75, 83/. Месторождение законсервировано и по степени изученности относится к недоразведанным.

Месторождение микроклинового пегматита Болотная губа (IV-2-4) расположено на юго-восточном побережье оз. Топозеро в районе губы Болотной и губы Шуолакша. Оно представлено серией крупных субпластовых тел микроклинового пегматита, залегающих в огнейсованных гранитоидах топозерского граносиенит-гранитового комплекса. Мощность пегматитовых тел достигает 100 м, по простиранию тела не оконтурены. Жилы, как правило, не

дифференцированные, с массивной текстурой, апографической и ортогекситовой структурой. Содержание микроклинового пегматита 30-35% от жильной массы. На жиле № 1 в 1988-89гг. в небольших объемах проводилась старательская добыча. Было добыто 18560 т микроклинового пегматита. После обогащения пегматитового сырья оно соответствует требованиям промышленности. Горные условия отработки благоприятные, однако сложные транспортные условия препятствуют эксплуатации. До 1990г. месторождение числилось на балансе с запасами категории $A+B+C_1$ равными 1 млн.тонн. В целом месторождение недоразведано, запасы оценены только по части известных тел. В настоящий момент законсервировано. Прогнозные ресурсы микроклинового сырья кат. P_1 составляют 35 тыс.тонн, кат. P_2 – 25 тыс.т. /89/.

Помимо охарактеризованных мелких месторождений на территории листа известно 13 проявлений микроклинового, микроклин-плагиоклазового и плагиоклазового состава (приложение № 6). На ряде из них жилы частично оконтурены, но, в основном, состояние их изученности неудовлетворительное, кроме того на оценке их перспектив сказывается удаленность от Чупинского ГОК'а. Однако, в целом они обладают значительными запасами керамического сырья и при возникновении спроса после доразведки могут быть вовлечены в эксплуатацию.

Кианит.

Хизоварское кианитовое месторождение (I-1-1) было открыто Н.А.Волотовской в 1939г. при проведении геологической съемки /81/. Оно расположено на юго-западном берегу оз.Верхнее в окрестностях г.Хизовара. Месторождение расположено в пределах Хизоварского кианит-золоторудного поля и структурно приурочено к Хизоварской структуре Тикшеозерского ЗКП. Все кианитовые рудные тела локализованы среди глиноземистых сланцев по вулканогенно-осадочным породам андезит-дацит-риолитового состава и ассоциирующихся с ними терригенных и хемогенных осадков хизоварской свиты нижнего лопия. Месторождение приурочено к зоне интенсивного развития процессов кислотного выщелачивания и железо-магнезиального метасоматоза, что собственно и объясняет метасоматическую природу

образования промышленных концентраций кианитовых руд /64/. Детальная разведка месторождения выполнена в 1940-41гг. и по её результатам были утверждены запасы промышленных кианитовых руд. В 1952-53гг. были проведены дополнительные работы с целью доразведки всего месторождения и флангов с переводом запасов в более высокие категории.

Промышленные концентрации руд сосредоточены на трех участках, именуемых Южная, Северная и Восточная линзы. Основные запасы кондиционных руд разведаны в Южной линзе, представляющей собой моноклинально залегающую пачку глиноземистых сланцев и гнейсов протяженностью 950 м и мощностью, изменяющейся от 4 до 90 м. Продуктивный горизонт представлен светлыми и лучистыми кварц-кианитовыми сланцами, большая часть которых является кондиционной рудой. Среднее содержание кианита составляет 20,54% при бортовом содержании – 15% и минимальной мощности пласта 3 м. Руда содержит вредные примеси: пирит 1,08-3,84%, биотит 0-1,84%, мусковит 3,24-4,5%, полевой шпат 0,48-1,2%.

Линзы Северная (500x8-40м) и Восточная (700x150м) сложены графитизированными биотит-кианитовыми и биотит-гранат-кианитовыми сланцами. Содержание кианита в них не превышает 13-14%, что находится ниже принятых кондиций. В проявлениях кианита Тиро-ламби (I-1-2) и Харки-ламби (I-1-4) при хорошем качестве кианита средние содержания ниже бортовых и при подсчете запасов не учитывались.

Утвержденные в 1953г. запасы месторождения оставались без движения и не изменялись. По состоянию на 01.01.99г. балансовые запасы категории А+В+С₁ составляют 2281 тыс.тонн руды и 612 тыс.тонн кианита. Запасы категории С₂ соответственно 1558 тыс.тонн и 322 тыс.тонн. К забалансовым запасам отнесены руды, подсчитанные в контуре залежей руд кондиционных по содержанию кианита и некондиционных по содержанию вредных примесей. Их объем составляет 21101 тыс.тонн руды и 4311 тыс.тонн кианита /99/.

Прогнозные ресурсы Хизоварского месторождения категории Р₁ составляют 10 млн.тонн при содержании Al₂O₃ = 16,4% до глубины 300 м. Прогнозные ресурсы по Хизоварскому рудному полю категории Р₃ составляют 100 млн.тонн /89/.

В настоящее время месторождение подготавливается к освоению. Фирме «ИМК» (Индустриальные минералы Карелии) в 1993г. выдана лицензия на право добычи кианита на месторождении Хизовара сроком на 15 лет с одновременной переоценкой запасов кианита как сырья для производства огнеупоров, стекловолокна и решения вопросов утилизации вскрышных пород.

Абразивные материалы.

Гранат

На территории листа Q-36-XXI, XXII известны два проявления абразивного граната, одно из которых приурочено к образованиям Тикшеозерского ЗКП, второе локализовано в породах беломорского плутоно-метаморфического комплекса.

Проявление технического граната-альмандина Шаривара (высота 181) выявлено Северной ПРЭ в 1993г. (I-1-5). Оно расположено в северо-западной части листа в 3,2 км к северо-востоку от г.Шаривара (выс.отм. 218,0) и приурочено к зоне кислотного выщелачивания и интенсивного железо-магнезиального метасоматоза по осадочно-вулканогенным породам хизоварской свиты нижнего лопия. Промышленные концентрации кондиционного граната локализованы в линзовидном теле серицит-кианит-гранат-кварц-турмалиновых метасоматитов протяженностью 200 м при мощности 80 м. Содержание граната в руде 15-30%, среднее 25%. По результатам анализа проб основные показатели гранатового концентрата следующие: содержание граната более 90%, в том числе альмандина 60%, пиропы 30%, кварца и плагиоклаза 3-4%, слюды 4-5% и прочих минералов менее 1%. Твердость граната по шкале Мооса – 7-8.

Прогнозные ресурсы категории Р₁ до глубины 30 м составляют 12 млн.тонн руды /72/.

Проявление абразивного граната оз.Верхнее Рюжи (I-4-8) выявлено авторами листа в ходе редакционно-увязочных маршрутов в 1999г. Оно расположено в северо-восточной части листа в 6 км к северу от ж.д. станции Энгозеро и локализовано в гранатовых амфиболитах и пироксен-плагиоклаз-гранат-амфиболовых кристаллосланцах по габбро и анортозитам хетоламбинского гнейсо-амфиболитового подкомплекса. Высокое содержание граната (от 30% и выше) отмечается в полосе шириной более 100 м, вытянутой вдоль дороги на юг на

расстояние около 3 км. На протяжении всего интервала наблюдается чередование гранатовых амфиболитов темно-серого и зеленоватого цвета, иногда сильно рассланцованных, с зернами граната размером от 0,5 до 3 см при среднем содержании его около 20-30% и порфиробластических пироксен-амфибол-гранатовых кристаллосланцев, четко полосчатых светло-серого цвета с зернами граната размером от 3-5 до 7 см при среднем содержании граната 30-50%, участками до 70%. Содержание в породе амфибола и пироксена, как вредных примесей, в основном, не превышает 50% и, как правило, ниже содержания граната. Зона высокого содержания граната приурочена к разлому северо-восточного простирания, отмечающегося интенсивной бластомилонитизацией, катаклазом и железо-магниевым метасоматозом. Помимо мощно проявленного процесса гранатитизации отмечается окварцевание, карбонатизация и сульфидизация. В качестве наиболее перспективной выбирается зона протяженностью 1100 м шириной 100 м с содержанием граната 30-70% при среднем –50%. Прогнозные ресурсы категории P_2 до глубины 10 м составляют 1650 тыс.тонн руды. Прогнозные ресурсы категории P_3 по всей зоне протяженностью 3000 м и шириной 300 м с содержанием граната в среднем 30% до глубины 10 м составят 8,1 млн.тонн. Для оценки промышленной значимости проявления и оценки качества абразивного сырья необходимо его детальное ревизионное обследование и опробование с дальнейшей постановкой поисковых работ.

Высокое содержание граната, возможность открытой разработки и близость ж.д. станции дает основание предположить высокую рентабельность разработки этого проявления.

Горнотехническое сырьё.

Мусковит.

На территории листа Q-36-XXI, XXII жилы гранитных пегматитов, содержащих слюду-мусковит, локализованы как в границах Чупино-Лоухской пегматитовой минерагенической зоны, так и за её пределами. Распространены слюдоносные пегматиты в этой части зоны значительно меньше по сравнению с её северной частью на листе Q-36-XVI, что, вероятно, связано с ослаблением интенсивности процессов свекофеннской активизации и

пегматитообразования в южном направлении. В её пределах известны 2 мелких законсервированных месторождения и 8 проявлений мусковитсодержащих пегматитовых жил. Одно месторождение и два проявления локализованы в пределах Тикшеозерской минерагенической зоны. За пределами выделенных минерагенических зон находятся месторождение Пиртима, локализованное в гранитоидах тодозерского граносиенит-гранитового комплекса, и месторождение Слюдоваара, жилы которого залегают в породах гнейсо-сланцевой толщи нижнего лопия.

Глиноземистые гнейсы продуктивной лоухской толщи, в которой локализованы практически все известные месторождения слюды-мусковита, имеют на территории листа крайне ограниченное распространение и слагают южную периферическую часть Чупинского слюдоносного рудного района. В её границах выделяется Пиртозерское мусковитовое рудное поле площадью около 45 км^2 , в пределах которого имеется одно мелкое законсервированное месторождение Пиртозеро и 4 проявления мусковита.

Месторождение Пиртозеро (I-4-7) находится на ЮВ берегу оз.Пиртозеро. В районе месторождения известно 78 пегматитовых жил, 35 из которых представляют собственно месторождение. Разведано 18 жил, по 10 из них произведен подсчет запасов слюды.

Промышленные жилы имеют форму неправильных линз, осложненных пережимами и раздувами. Обычно они являются секущими относительно складчатой структуры вмещающих пород. Длина жил колеблется от 15 до 155 м, мощность от 0,2-0,5 м до 11,5 м. Простираение их, как правило, северо-западное, падение на ЮЗ под углами $60-90^\circ$. Большинство жил имеет слабо выраженное зональное строение. По составу они чаще плагиомикроклиновые, реже плагиоклазовые. Ослюденение жильных тел неравномерное, гнездовое. Мусковит трещиноватый, плохо расщепляется, в основном, коричневого, реже рубинового цвета. Размер пластин колеблется от $1 \times 1 \text{ см}$ до $20 \times 30 \text{ см}$, содержание его варьирует от 0 до $66,6 \text{ кг/м}^3$. Выход колотой слюды составляет около 10%. Наиболее высокое качество мусковита отмечается в жиле № 2. Месторождение числится на балансе в государственном резерве с запасами категории $A+B+C_1 - 211 \text{ т}$, категории $C_2 - 227 \text{ т}$. Забалансовые запасы – 358 тонн /100/.

Вторым месторождением мусковита, состоящим на балансовом учете в государственном резерве, является месторождение Пиртима (П-1-1). Оно расположено в западной части листа, на северо-западном склоне г.Пиртима, за пределами пегматитовой минерагенической зоны и приурочено к амфиболсодержащим плагиомикроклиновым гранитам топозерского граносиенит-гранитового комплекса. В районе известно 40 пегматитовых жил, которые объединяются в Пиртимское мусковитовое рудное поле площадью 4,5 км².

Все жилы делятся на 3 промышленных типа /74/.

1 тип – четко дифференцированные мусковит-микроклин-альбитовые пегматиты, содержащие амазонит, флюорит и редкометальную минерализацию (минералы группы колумбита-танталита). В мусковите отмечаются незначительные содержания лития, рубидия, цезия, бериллия. К этому типу относятся четыре жилы.

2 тип – слабо дифференцированные жилы плагиомикроклинового состава с пластинчатым биотитом, зернами крупного амфибола, иногда магнетита. Крупные по размерам тела содержат до 70% микроклина (среднее – 50,5%). К этому типу отнесены три жилы.

3 тип – микроклин-плагиоклазовые жилы, без признаков редкометальной минерализации, с низким содержанием мусковита. К нему относится большинство жил, выявленных в пределах Пиртимского рудного поля.

Наиболее крупным разрабатываемым объектом являлась жила № 1 /74/. Прослеженная длина жилы около 500 м, мощность 15 м, местами осложнена раздувами. Выклинивание на глубину «ветвистое». Форма жилы плитообразная, контакты, в основном, резкие прямолинейные. Простирание жилы СЗ 340-350°, падение на СВ под углами 70-80°. В жиле хорошо выражена зональность и крупноблоковое строение. Мусковит приурочен к крупным блокам пегматита и представлен двумя генерациями: в первой – мусковит в виде кристаллов темнозеленого цвета, размером 7-10 см, с включениями магнетита и гематита, в целом низкого качества; во второй – мусковит в виде кристаллов светлозеленой окраски, размером до 30-35 см, со слабо волнистой или гладкой поверхностью без видимых посторонних включений. Среднее содержание забойного сырца 55 кг/м³. Мусковит пригоден для производства

радиодеталей и конденсаторной слюды низкого качества. Характерной особенностью пегматитовых жил Пиртимы является наличие больших запасов высококачественного микроклина и микроклинового пегматита, пригодного для изготовления глазурей. Запасы его сосредоточены в четырех жилах.

В настоящее время добыча на месторождении прекращена и оно законсервировано.

Балансовые запасы мусковита по жиле № 1 категории С₂ составляют 1562 тонны. Запасы керамического сырья балансом не учтены. Прогнозные ресурсы категории Р₁ по неотработанным жилам составляют 5620 тонн.

Остальные месторождения мусковита характеризуются низким качеством мусковита, слабой изученностью и незначительными запасами. Основные сведения по этим месторождениям приводятся в таблице:

Название месторождения и номер на карте	Кол-во жил со слюдой	Длина жил в м	Мощность в м	Содержание слюды	Качество слюды	Сопутствующие полезные ископаемые	Состояние эксплуатации
Оз.Узкое-Кинаж , II-3-2	3	22-147	1-8	0,6-13,5	Хорошее	Кварц	Законсервировано
Слюдоваара (Шомбозерское) IV-1-7	1	235	6-42	1,75-3,42	Удовлетворит.	Полевой шпат, кварц	- “ –
Пойкеж-Лампи, IV-2-5	16	26-78	7-15	0,9-4,8	плохое	Полевой шпат, кварц	выработано

Помимо описанных месторождений известно 10 проявлений мусковитсодержащих пегматитовых жил. Большинство из них не изучены, характеризуются малыми размерами жильных тел и низким качеством слюды. Сведения о них приведены в приложении № 6.

Проявления мелкочешуйчатого низкожелезистого, оптически прозрачного мусковита непегматитового генезиса, используемого для производства высокотехнологичных перламутровых пигментов выявлено в районе Хизоварского месторождения на проявлении кианита Тиреламбина (I-1-2). Работами, проведенными Северной ПРЭ и ГГП «Севзапгеология» в 2000г (Родионов В.С., Малов Н.Д. «Информационная записка») выявлен горизонт кварц-мусковитовых метасоматитов по кислым вулканитам хизоварской свиты протяженностью около 700м. Содержание бесцветного серебристого мусковита от 15 до 80%. Содержание

валового железа соответствует техническим условиям финской фирмы ЕСКАРТ - производителя пигментов. Общие ресурсы низкожелезистого мусковита до глубины 10 м оцениваются в 150000 тонн категории P_1+P_2 . Участок характеризуется благоприятными горнотехническими условиями.

Поделочные камни.

Фукситовые сланцы (I-1-2).

Проявление фукситовых сланцев расположено в пределах Хизоварского кианитового поля на южном склоне безымянной горы с выс.отм. 137,3 м на западном берегу оз. Тирелампи и приурочено к участку месторождения «Фукситовый». Впервые проявление обнаружено и описано Н.А.Волотовской в 1948 г. при изучении Хизоварского кианитового месторождения. В 1990г. при проведении авторами листа редакционно-увязочных маршрутов М.А.Корсаковой оно было рекомендовано для рекогносцировочного изучения на цветной камень, которое было проведено в 1992г. /79/.

Фукситовые сланцы слагают линзу северо-восточного простирания размером 30x5,5 м. среди гранат- и ставролитсодержащих биотит-мусковитовых плагиосланцев хизоварской свиты. Контакты линзы четкие, резкие. В фукситовых сланцах отчетливо проявлена метасоматическая зональность, выраженная в чередовании полос кварц-фукситового, кварц-ставролит-фукситового, кварц-кианит-фукситового и кианит-фукситового состава, мощность 0,0-0,2 до 1,5 м. Цвет сланцев изменяется от светлого серебристо-зеленого до изумрудно-зеленого и зависит от содержания хрома в фуксите. На основном фоне четко выделяются синие кристаллы кианита размером 1-3 до 10 мм, в количестве 5-15%. Вблизи поверхности порода сильно выветрена, ожелезнена на глубину 0,5-0,7 м. Ниже этой зоны монолиты сланцев имеют размеры от 10-40 см до 0,8 м. Количество кондиционных монолитов составляет около 30-35% от объема породы. Объем линзы до глубины 5 м составляет 30x5x5 м (750 м³).

Область применения фукситовых сланцев: декоративно-коллекционный материал, возможно изготовление деталей в сложных изделиях и в мозаике. Рекомендуются разовая, экспедиционная добыча.

Амазонит (II-1-1).

Проявление амазонита приурочено к месторождению мусковита Пиртима и расположено на северо-западном склоне г.Пиртима (выс.отм. 157,0 м). Амазонит является сопутствующим полезным ископаемым при добыче слюды-мусковита и керамического сырья. Основные запасы его сосредоточены в северной части жилы № 1, прослеженная длина которой около 500 м при средней мощности 15 м. Жила четко дифференцирована и кроме мусковита, микроклина и альбита содержит амазонит, флюорит и незначительное количество редкометаллических минералов. Амазонит от бледно-зеленого до почти белого цвета, слабо трещиноватый, не высокого качества. Специально как камнецветное сырьё не изучался и не разрабатывался. Прогнозные ресурсы категории P_1 равны 660 т /110/.

Строительные материалы.

Природные облицовочные камни.

Облицовочные материалы, представленные plutоническими и метаморфическими породами, на территории листа имеют широкое распространение. По состоянию на 01.01.2000г. на его площади выявлено 2 месторождения и 10 проявлений природных облицовочных камней.

Месторождение «423 км» (I-3-7) расположено на восточном склоне горы с выс.отм. 145,2 м в районе губы Травяной оз.Кереть в 1200 м восточнее автомагистрали Санкт-Петербург – Мурманск. Оно приурочено к юго-восточной части Палоярвинского массива боярского перидотит-габбро-анортозитового комплекса. Породы массива значительно амфиболизированы и в настоящий момент представлены среднезернистыми гранат-полевошпатовыми ортоамфиболитами, темносерого цвета с зеленоватым оттенком, прерывисто-полосчатыми до массивных с большим количеством мелкого граната. Рассланцевание и трещиноватость слабые, декоративность высокая – 29-33 балла. Прогнозируемый выход блоков I-III групп от 38,7 до 62,1%, средний – 52,7%.

По результатам поисково-оценочных работ оконтурен участок площадью около 91 тыс.м² для проведения разведочных работ. Средняя мощность полезной толщи 25 м. Запасы

облицовочных амфиболитов категории С₂ составляют 2,27 млн.м³. На двух участках, выделенных восточнее, прогнозные ресурсы категории Р₁ равны 2,6 млн.м³ /86/.

В настоящее время оформлена лицензия на проведение разведочных работ на месторождении.

Восточно-Нарвозерское месторождение гранитов-чарнокитов (II-2-5) расположено в 1 км к северу от берега оз.Нарвозеро, на западном склоне возвышенности с выс.отм. 165,4 м. Оно приурочено к южной части Нарвозерского массива вичанского чарнокитового подкомплекса и представлено мелко-среднезернистыми чарнокитами, варьирующими по составу от гранитов до гранодиоритов серого и серовато-розового цвета. Декоративные качества обусловлены разновидностями текстур: от линзовидно-полосчатой до очковой и порфирированной с размером вкрапленников плаггиоклаза 6х1,5 см и 3х4 см. Хорошая способность к полировке обусловлена высокой прочностью породы. Удельная трещиноватость от 0,45 до 0,75 м/м² (средняя 0,56м/м²). Месторождение характеризуется высокой блочностью – выход блоков I-III групп от 30,8 до 70,5% (средний 53,3%) – размер блоков от 9,87 м³ до 22,3 м³ (средний –12,93 м³).

По результатам поисково-оценочных работ околонуричен участок площадью 17300 м² для проведения предварительной разведки. Средняя мощность полезной толщи 29,5 м. Запасы облицовочного камня категории С₂ равны 0,51 млн.м³. Прогнозные ресурсы категории Р₁ оценены в 1,72 млн.м³ /86/.

Кроме того на территории листа выявлено также 10 перспективных проявлений облицовочного камня, сведения о которых приведены в таблице и приложении № 6 / 86/.

Индекс клетки	№ на карте	Наименование проявления	Вид полезного ископаемого	Степень изученности масштаб	Оценка блочности	Прогнозные ресурсы
I-3,4	1	Боярское	Габбронорит габброамфиболит	рекогносцировочные маршруты	не оценена	–
I-3	3	Купиовара	Гранитогнейс	поисковые маршруты – 1:50000	низкая	Р ₁ -12 млн.м ³
I-3	4	Оз.Палоярви	Полевошпатовый амфиболит	- “ -	мелкая	–
II-1	1	Пиртимское	Гнейс, амфиболит	поисковые маршруты – 1:10000	I-III гр. 20-30%	Р ₁ -50-70тыс.м ³ Р ₁ -200 тыс.м ³

II-2	4	Вичанское (губа Нален)	Чарнокит	- " -	не оценена	-
II-3	1	Моховая губа (оз. Кереть)	Габбронорит	поисковые маршруты – 1:50000	низкая	-
III-3	1	Верхне-Шобозерское	Габбронорит	- " -	низкая	P ₁ -1 млн.м ³
III-3	3	Куземское	Лейкоплагиогранит	поисковые маршруты – 1:10000	мелкая	P ₁ -1,5 млн.м ³
III-3	4	Хаттомозерское	Габбронорит, плагиоклазовый лерцолит	поисков не проводилось	не оценена	-
IV-2	1	Раягубское (ЮВ бер. оз. Топозеро)	Габбронорит	- " -	не оценена	P ₁ -0,5-1 млн.м ³

Диатомит.

На территории листа известно месторождение диатомита Амбарная Ламбина. На месторождении Амбарная Ламбина (I-4-11) диатомовые отложения мощностью 2,1-3,6 м залегают на песках. Содержание створок диатомовых 28-84%. Химический состав: SiO₂ (общ) – 59,29/84,68; SiO₂(акт) – 45,22/65,80; Al₂O₃ – 2,351/3,69; Fe₂O₃ – 3,69/5,33. Диатомиты среднего качества. Технические испытания не проводились. Возможно применение для изготовления диатомового кирпича в качестве гидравлической добавки к цементу, а также в химической промышленности. Общая площадь месторождения 6,5 га. Разведано месторождение в 1935г. Запасы по категории С₁ составляют 154 тыс.м³ /103/. В 1966г. снято с учета, как не имевшее переоценки запасов. Месторождение рекомендовано для дальнейшего изучения, в результате которого промышленное значение может быть восстановлено. Кроме того известно три проявления диатомита оз.Амбарное, Бабино озеро, Печное озеро. Химический анализ и подсчет запасов диатомитов не проводили.

Песчано-гравийный материал.

На территории листа известно 2 малых месторождения 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 /98/.

Месторождение Боярское (I-3-9) разведано в 1952г. Выделено 6 участков. Содержание гравия – 30%, валунов- 21%. Запасы по категории А+В+С₁ составляют 8218 м³ /98/.

Месторождение 1001 км (I-3-8) разведано в 1990г. После детальной разведки запасы А+В+С₁ составляют 73 тыс.м³ /98/.

8. Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района.

На территории листа Q-36-XXI, XXII расположены три минерагенические зоны: Тикшеозерская золото-сурьяно-мышьяковая, Лехтинско-Шомбозерская золоторудная и Чупино-Лоухская пегматитовая, имеющие продолжение на смежных территориях. Формирование этих зон является следствием сложных и длительных породо- и рудообразующих процессов двух продуктивных металлогенических эпох: архейской и раннепротерозойской.

В пределах БПП с ранними этапами архейской эпохи связано образование гнейсо-амфиболитовой, мигматит-плаггиогранитовой и несколько позднее –глиноземистой формаций, являющихся рудовмещающими для ведущих полезных ископаемых Чупино-Лоухского горно-промышленного района – слюдяных и керамических пегматитов. На начальном этапе поздне-архейского магматизма произошло внедрение многочисленных интрузий боярского перидотит-габбро-анортозитового комплекса, в одном из массивов которого – Палоярвинском установлено проявление сингенетичной ильменит-магнетитовой минерализации с значимыми содержаниями платиноидов и золота. По характеру оруденения и формационной принадлежности массивы этого комплекса являются аналогами габбро-лабрадоритовой формации Кольского полуострова, характеризующейся бедными ильменит-магнетитовыми рудами. Практический поисковый интерес в этих массивах могут представлять только сопутствующие платиноиды и золото. Массивы боярского комплекса в пределах БПП развиты довольно широко, но степень изученности их крайне низкая. Основным поисковым признаком ильменит-магнетитового оруденения в массивах являются связанные с ним локальные магнитные аномалии. Кроме того важным поисковым фактором является высокая степень дифференциации пород массива от

габброидов до ультрабазитов с которыми, как правило, связано оруденение. С позднелопийской (ребольской) тектоно-магматической активизацией связано образование абразивного граната и бедной золото-полиметаллической минерализации в зоне катаклаза, милонитизации, приуроченной к разлому северо-восточного простирания.

С раннепротерозойской металлогенической эпохой в пределах БПП связан основной минерагенический потенциал. На заключительной позднекарельской (свекофеннской) стадии сформировалось большинство пегматитовых жил, явившихся источником высококачественного мусковита, керамического сырья и кварца. При этом основным критерием специализации пегматитовых жил является рудовмещающая формация. К глиноземистым гнейсам лоухской толщи приурочены практически все промышленные слюдоносные жилы, а керамические пегматиты локализованы преимущественно в гнейсо-амфиболитовых и мигматит-плагиогранитовых образованиях хетоламбинского и котозерского подкомплексов беломорского плутоно-метаморфического комплекса.

На территории листа Q-36-XXI, XXII процессы свекофеннского пегматитообразования проявились значительно слабее, чем на сопредельном с севера листе. Здесь, в северо-восточной части листа, замыкаются границы Чупинского слюдоносного и Хетоламбинского керамического рудных районов. Качество мусковитового и керамического сырья ухудшается, размеры пегматитовых тел меньше, запасы незначительны. В направлении на юг резко сокращаются площади развития рудовмещающей лоухской толщи, что, по всей вероятности, связано с более глубоким уровнем эрозионного среза в этой части БПП. Несмотря на широкое развитие образований хетоламбинского и котозерского подкомплексов и постоянство их состава, количество пегматитовых жил здесь также резко сокращается и они становятся непромышленными. В целом можно констатировать значительное затухание интенсивности свекофеннских процессов пегматитообразования в юго-восточном направлении и снижение перспектив обнаружения промышленных объектов керамического сырья и мусковита.

Проявление архейского рудогенеза в Северо-Карельской СФЗ изучено крайне слабо. Практически все рудообразующие процессы связаны с заложением на коре континентального

типа Тикшеозерского зеленокаменного пояса, как потенциально рудоносной докембрийской структуры. В его пределах локализовано крупное месторождение кианита, несколько проявлений и пунктов минерализации золота и проявление абразивного граната. В начале позднего архея в результате интенсивного проявления полихронных процессов вулканизма и седиментогенеза происходило накопление дифференцированных рудообразующих коматиит-базальтовой и андезит-дацит-риолитовой формаций. Особенно мощные толщи пород этих формаций образовались в северной части ЗКП, где по комплексу геолого-геофизических данных предполагается наличие серии палеовулканических построек центрального типа, пространственная связь с которыми является благоприятным признаком сингенетического рудообразования. Именно к этому участку пояса приурочены все известные проявления золотой минерализации. Образование толщи пород андезит-дацит-риолитовой формации, характеризующейся повышенной глиноземистостью, послужило решающим фактором последующего формирования проявлений кианитовых руд и абразивного граната.

На заключительном этапе позднелопийского магматизма в пределах ЗКП произошло внедрение серии массивов Кухтозерского диорит-гранодиоритового, Винговского гранитового, штоков, даек и силлов Хизоварского андезидацитового комплексов. Рудоконтролирующая и, возможно, рудогенерирующая роль массивов этой формационной принадлежности хорошо известна на примере золоторудных проявлений зеленокаменных поясов Фенноскандинавского щита (Заломаев Ручей, Таловейс, Рыбозеро, пояс Хатту и др.), а также других докембрийских щитов (Ред Лейк, Мак-Интайр, Холлинджер и др.).

Рудообразующие процессы раннепротерозойской металлогенической эпохи в пределах Северо-Карельской СФЗ проявились только на заключительной свекофеннской стадии. Для них характерно широкое развитие метаморфических и метасоматических процессов, с которыми связана ремобилизация, перекристаллизация и переотложение сингенетических архейских руд. Роль этих процессов в образовании проявлений золоторудной минерализации на данной территории не изучена, однако на северном продолжении Тикшеозерского ЗКП (проявления Винга, оз.Еловое), а также на ряде участков других ЗКП Карелии (Таловейс, Рыбозеро,

Ведлозеро) рудоконтролирующая роль свекофенских метаморфо-метасоматических процессов находит свои подтверждения.

Свекофенский метаморфизм и процессы метасоматоза послужили основным фактором образования Хизоварского кианитового месторождения. Режим высоких давлений кианитового и кианит-силлиманитового типов метаморфизма в сочетании с наложением процессов кислотного выщелачивания привели к преобразованию пород андезит-дацит-риолитовой формации в глиноземистые сланцы и формированию крупных залежей промышленных кианитовых руд. Единственное в Северо-Карельской СФЗ промышленное месторождение мусковита и керамического сырья (Пиртима), связанное со свекофенским пегматитообразованием, отличается от своих аналогов в БПП, локализацией в породах нетипичной для слюдоносных пегматитов рудовмещающей формации, представленной гранитоидами позднеархейского топозерского граносиенит-гранитового комплекса. Характерной особенностью этого месторождения является проявление редкометальной минерализации в некоторых жилах. Аналогов этого месторождения в Карельском регионе до настоящего времени не выявлено.

До середины 90^х годов все перспективы территории листов Q-36-XXI, XXII определялись принадлежностью к крупнейшей в стране пегматитовой провинции. Практически все поисковые работы, проводившиеся на территории листа, были направлены на поиски жил слюдоносных и керамических пегматитов. С 1993 года отпала потребность отечественной промышленности в листовом мусковите, в связи с чем его добыча и поисковые работы прекратились. Добыча и переработка керамического сырья также значительно сократилась. Балансовые запасы полевошпатового сырья, разведанные на сопредельном с севера листе, по состоянию на 01.01.99г. составляют 10,5 млн.тонн и обеспечивают работу ГОК'а «Карелслюда» примерно на 50 лет. В связи с этим мелкие месторождения и проявления керамических пегматитов, известные на территории листа Q-36-XXI, XXII, могут являться только резервной базой для Чупинского ГОК'а на отдаленную перспективу.

В последние годы на Западе (США, Германия, Финляндия) определилась принципиально новая область применения мусковита – выпуск высокотехнологичных перламутровых пигментов для изготовления лаковых покрытий, косметических изделий высшего качества и др. Общие ресурсы низкожелезистого мусковита на участке Тиреламбина Хизоварского месторождения кианита до глубины 10 м оцениваются в 150 000 т категории P_1+P_2 . Участок характеризуется благоприятными горнотехническими и транспортными условиями. Проведенными работами обосновывается перспективность территории листа на мелкочешуйчатый низкожелезистый мусковит непегматитового генезиса и экономическая целесообразность постановки поисковых работ масштаба 1:10000 и проведения минералогического опробования.

В последние годы появились перспективы добычи кианитовой руды на законсервированном Хизоварском месторождении. В 1993г. частная компания «Индустриальные минералы Карелии» (ИМК) получила лицензию на освоение месторождения. Выполнены маркетинговые исследования, проектирование и строительство карьера. Проведена опытная добыча кианитовой руды на Южной линзе. По экспертным оценкам перспективная потребность отечественных потребителей в огнеупорных материалах, которые целесообразно заменить кианитом, составляет 32,5-47 тыс. тонн руды в год. Проектом предусматривается максимальная мощность карьера по добыче кианитовой руды 100 тыс.тонн в год. При балансовых запасах 3839 тыс.тонн работа карьера может быть обеспечена более чем на 30 лет. Продолжаются работы по отбору и обогащению многообъемных технологических проб кианитовых руд для обработки их на Боровичском огнеупорном заводе.

На территории листа известны 2 проявления абразивного граната. Прогнозные ресурсы крупного проявления Шаривара оцениваются в 12 млн.тонн руды. Горнотехнические и транспортные условия благоприятные. Гранат относится к перспективным индустриальным минералам и область его применения постоянно расширяется. В стабильных экономических условиях потребность в гранате может превысить несколько десятков тысяч тонн концентрата /72/. По оценке частной компании «Гарнет» основные показатели гранатового концентрата

проявления Шаривара соответствуют требованиям промышленности. Возможно лицензирование этого объекта для производства разведочных работ.

Проявление граната Верхние Рюжи имеет значительные ресурсы и находится в благоприятной транспортной ситуации. Хорошая обнаженность участка способствует его быстрой оценке и изучению. Возможность выявления подобных проявлений в образованиях хетоламбинского подкомплекса достаточно велика и дает реальные возможности расширения запасов.

На проявлении особо чистого гранулированного кварца, выявленном Северной ПРЭ, на участке Рухнаволок, в настоящее время продолжают работы по прослеживанию и оконтуриванию кварцевых жил. Прогнозные ресурсы категории P_1 по известным жилам составляют 300 тонн, категории P_2 на площадь 50 кв.км – 6000 тонн. Учитывая постоянный спрос оптической промышленности на высококачественный чистый кварц необходимо продолжить работы по оценке промышленной значимости проявления и подготовке его к эксплуатации, возможно, с участием инвесторов.

Довольно хорошая обнаженность территории листа, развитая дорожная сеть, целенаправленная поисковая изученность и многообразие декоративных разновидностей создают хорошие перспективы для выявления и разработки облицовочного камня. Два месторождения и 10 перспективных проявлений являются основой сырьевой базы природных облицовочных материалов на территории листа. Подсчитанные запасы категории C_2 составляют 2,78 млн.м³. Прогнозные ресурсы по всем известным объектам категории P_1 составляют около 20 млн. м³. Потенциальные ресурсы этого вида сырья практически не ограничены. Однако только на одно месторождение выдана лицензия на проведение разведочных работ. Для развития производства необходимо активное привлечение к разведке и добыче облицовочного камня предприятий различных форм собственности, ориентированных на производство облицовочных материалов.

Целенаправленных поисковых работ, ориентированных на обнаружение рудных полезных ископаемых в пределах БПП и Северо-Карельской СФЗ, практически не проводилось.

Исключение составляет проявление ильменит-магнетитовой минерализации с сопутствующими платиноидами и золотом, выявленное в ходе научно-исследовательских работ Карельского НЦ РАН.

Аналогия с массивами габбро-лабрадоритовой формации Кольского полуострова показывает, что ожидать в связи с данным массивом промышленно значимых концентраций ильменит-магнетитовых руд не приходится. Практический интерес на данном проявлении представляют сопутствующие платиноиды и золото. С целью уточнения масштаба и перспектив благороднометального оруденения в породах массива рекомендуется провести поисковые работы масштаба 1:25 000 на площади прогнозируемого Палоярвинского рудного поля (18км²). При получении положительных результатов целесообразно детализировать поиски на массиве и провести ревизионное обследование массивов боярского перидотит-габбро-анортозитового комплекса для выявления формационных аналогов и наличия в них золото-платинометального оруденения.

По Димитровской золоторудной зоне и проявлению золота Дмитрия, входящих в Шомбозерский рудный район, прогнозные ресурсы категории Р₂ составляют 33 тонны золота. По результатам обобщающих работ, выполненных в рамках программы «Золото Карелии» /76, 94/ рудный район и зона отнесены к разряду наиболее перспективных. На основании данной оценки и благоприятного сочетания установленных факторов контроля золоторудной минерализации в пределах Димитровской золоторудной зоны площадью около 24 км² рекомендуется проведение поисковых работ м-ба 1:10000. Учитывая наличие поисковых признаков на площади северо-западного и юго-восточного продолжения зоны, площадь поисковых работ может быть расширена и за пределы листа.

Площадь Тикшеозерского ЗКП по результатам региональных работ, проведенных по программе «Золото Карелии» /76, 94, 95/ , отнесена к слабо изученным территориям с неясными перспективами, степень перспективности которых может изменяться по мере увеличения изученности. Анализ и обобщение всех имеющихся данных по золотоносности в сочетании с предварительными результатами поисковых работ на золото, проводимых с 1997 года Северной

ПРЭ на участке Рухнаволоок, позволили установить комплекс поисковых критериев и признаков, которые наряду с известными рудопроявлениями и пунктами минерализации, обосновывают потенциальную золотоносность по крайней мере северной части ЗКП. Прогнозные ресурсы золота категории P_3 для выделенного здесь Хизоварско-Рухнаволоокского золоторудного узла по аналогии с подобными ЗКП Карелии составляют 80 тонн. Благоприятное пространственное и временное сочетание таких факторов контроля оруденения как коматиит-базальтовый и андезит-дацитовый вулканизм, известково-щелочной плутонизм, метаморфо-метасоматические процессы и разрывные дислокации позволяют прогнозировать выявление в пределах Хизоварско-Рухнаволоокского рудного узла промышленно значимых концентраций золота. Исходя из изложенного, с целью создания достоверной и кондиционной геологической основы для поисковых работ, рекомендуется постановка геологического доизучения масштаба 1:50 000 (ГДП-50) в северной части ЗКП, соответствующей Хизоварско-Пиртозерской подзоне на площади около 1900 км².

После завершения поисковых работ на Рухнаволоокском участке площадью 35 кв.км при достижении положительных результатов, рекомендуется распространить поиски на всю оставшуюся территорию прогнозируемого Рухнаволоокского рудного поля площадью 45 кв.км.

Целесообразность проведения поисковых работ м-ба 1:25 000 на всей площади Хизоварско-Рухнаволоокского рудного узла определится по результатам поисков в пределах вышеназванных рудных полей. То же самое касается и перспектив проведения крупномасштабных геологосъемочных работ в южной части ЗКП.

Перспективы района в отношении полезных ископаемых, связанных с четвертичными отложениями, определяются песчано-гравийным материалом, 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 баласта. 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 300 тыс.м³.

Известные на территории листа месторождение диатомита и его проявления, 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.

9. Гидрогеология

Подземные воды в пределах рассматриваемой территории содержатся в прерывистом слое четвертичных отложений и в верхней трещиноватой зоне кристаллических пород (рис.9.1) В связи с отсутствием водоупорного слоя воды четвертичных отложений и кристаллических пород гидравлически связаны между собой и образуют общее зеркало грунтовых вод.

Подземные воды принадлежат преимущественно к зоне свободного водообмена, формирующегося под влиянием дренирующего воздействия речной сети и климатических факторов. Питание подземных вод происходит в основном за счет атмосферных осадков. Режим подземных вод подвержен сезонным колебаниям. Годовая амплитуда колебания уровня подземных вод 1-5 метров. В засушливое время года на вершинах и верхних частях склонов возвышенностей вода отсутствует.

Общий поверхностный и подземный сток происходит в Белое море, отклоняясь на отдельных участках в разные стороны по направлению к рекам и озерам.

Воды кристаллических пород характеризуются слабой водоносностью. Степень обводненности кристаллических пород прямо пропорциональна степени их трещиноватости.

Различают подземные воды, приуроченные к зонам выветривания кристаллических пород (трещинные воды) и зонам повышенной трещиноватости в пределах тектонических нарушений (трещинно-жильные воды).

Трещинные воды зон выветривания кристаллических пород развиты на глубину 2-7 реже 20-30 м. Глубина развития трещинно-жильных вод в среднем составляет 100м. Источником питания трещинных и трещино-жильных вод являются грунтовые воды вышележащих водоносных горизонтов четвертичных отложений, атмосферные осадки, реже поверхностные воды. Уровни подземных вод трещиноватых пород фиксируются на глубинах 1,0-10 м. Фильтрационные свойства кристаллических пород сильно различаются как по площади, так и по разрезу, наиболее высокие их значения приурочены к тектонически ослабленным зонам. Эффективная трещиноватость кристаллических пород с глубиной затухает и водопроницаемость уменьшается. Коэффициент фильтрации трещиноватых кристаллических пород колеблется в пределах 0,0001-1,0 м/сут. Вне зон распространения трещиноватости кристаллические породы являются водоупором для грунтовых вод четвертичных отложений.

Воды четвертичных отложений. Водоносными являются практически все генетические типы четвертичных отложений (рис. 9.2). В морене воды содержатся в разномзернистых песках и валунных супесях, приуроченных к депрессиям рельефа кристаллических пород. На возвышенностях морена безводна или слабо обводнена вблизи контакта с кристаллическими породами. Во флювиогляциальных, озерно-ледниковых, морских и озерных отложениях водоносными являются песчано-галечниковые образования, пески и супеси. В понижениях рельефа эти воды образуют общий водоносный горизонт с водами морены и торфяников. Суглинки озерно-ледниковых отложений, имеющих мощность до 0,4 м, являются местным водоупором, разделяющим водоносный горизонт на две части. Грунтовые воды в песках, залегающих ниже суглинков, 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 – 1-30 м/сутки, песков 0,1-10 м/сутки, супесей до 0,1 м/сутки. Коэффициент фильтрации торфяников изменяется в пределах 0,04-3,0 м/сутки.

Водообильность различных четвертичных отложений небольшая. Удельный дебит скважин 0,01-0,77 л/сек.

По своим физико-химическим свойствам воды четвертичных отложений и кристаллических пород мало отличаются и характеризуются хорошим вкусом, прозрачностью, слабой минерализацией (рис.9.2), значительной мягкостью, относятся к гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-магниевому типу. Фильтрационные параметры и химический состав подземных вод приведены по результатам специализированных работ, проводимых Северной ПРЭ.

За последние десятилетия поверхностные воды озер, рек и ручьев, которые были основным источником бытового, технического водоснабжения, теряют своё значение из-за загрязнения, поэтому применение подземных вод для бытового водоснабжения становится неизбежным.

10. Эколого-геологическая обстановка.

Территория листа расположена в пределах бореальной ландшафтной зоны с умеренно-холодным гумидным климатом. Исходя из ландшафтно-геологических условий на площади выделено четыре ландшафтных комплекса /93/. Наибольшим развитием пользуются северо-таежные равнинные ландшафты, сформировавшиеся на структурно-денудационных грядовых и грядово-холмистых равнинах, образовавшихся на архейских амфиболитах, мигматитах и гранитоидах, перекрытых ледниковыми отложениями. Почвы дерново-подзолистые. Растительность представлена елью, сосной, березой.

Экзогенные геологические процессы на территории проявляются слабо и имеют низкую степень интенсивности.

По данным Б.Г.Дверницкого и В.С.Стружека (геоэкологическая партия ГПП «Севзапгеология») на неопубликованной карте критериев радоноопасности Карелии м-ба 1:500000 в пределах территории листа выделяются природные урановые аномалии, геохимический ореол урана, превышающий $C_{\phi} + S$, и радиевый ореол с содержанием U-37,5 бк/кг, приуроченные к площади развития мигматит-плагиогранитов. Широкое распространение этих пород создает предпосылку для радоновыделения в почвенный воздух, затем в атмосферу.

Территорию листа пересекает с севера на юг автомобильная магистраль Санкт-Петербург – Мурманск и в северной части - Октябрьская железная дорога. Участки лесозаготовок занимают небольшие площади и подвергаются рекультивации.

На территории листа находятся три поселка сельского типа: Энгозеро, Боярская, Амбарный. В весенний период в прибрежную зону оз.Энгозеро происходит смыв органических веществ, превышающий ПДК в 3 раза. В целом, в течение года концентрация органических веществ в оз.Энгозеро допустимая. На ст.Боярская находится промышленная база путевых машин. Сброс углеводов превышает ПДК в 14 раз, происходит в почвенный слой, затем в болото, ручей и в речку и до озера не доходит.

Потенциальную опасность, как источник закисления и загрязнения поверхностных вод, представляют атмосферные осадки, выпадающие на территории Карелии в целом. Они постоянно кислые (рН от 4,1 до 6,5) с постоянным содержанием сульфатов и нитратов, а поверхностные воды территории отличаются низкой минерализацией и щелочностью, что обуславливает их значительную буферную ёмкость и слабую устойчивость к закислению.

Реки Воньга и Кузема имеют нерестовые участки ценных пород рыб.

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

Заключение

Комплект Госгеолкарт-200 листа Q-36-XXI, XXII (издание второе) составлен в соответствии с требованиями и методикой, предусмотренными «Инструкцией по составлению и подготовке к изданию листов Госгеолкарты-200 РФ» (1995г.) и Легендой Карельской серии листов (1998г.) и дополнением к ней, утвержденным НРС МПР 26.03.1999г.

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

1. Комплект включает кроме геологической карты и карты полезных ископаемых карту четвертичных образований.
2. Каждая карта комплекта сопровождается несколькими вспомогательными схемами м-ба 1:500 000 – 1:1 000 000, помещенными в зарамочное оформление.
3. Впервые на территорию листа Q-36-XXI, XXII составлены схемы экологических условий м-ба 1:500 000 и эколого-геологической опасности м-ба 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 сделан ряд принципиально новых выводов о геологическом строении и структуре территории листа Q-36-XXI, XXII.
 - 5.1. Существенно преобладающими в составе Беломорид являются не осадочно-вулканогенные, а плутонические – метаинтрузивные и ультраметаморфогенные образования ранне-позднеархейского возраста, которые объединяются в Беломорский плутоно-метаморфический комплекс с подразделением его на подкомплексы: ранний хетоламбинский ортоамфиболитовый и более поздний котозерский мигматит-плагиогранитовый. Они формируют своеобразные плутоно-метаморфические зоны, имеющие мозаично-блоковое внутреннее строение. Эти образования представляют собой, по-видимому, мафическую протокору габбро-анортозитового состава (хето-

ламбинский подкомплекс), прошедшую сложный путь дифференциации, анатектического плавления и плагиогранитизации (котозерский подкомплекс). Они являются фундаментом для нижнелопийской лоухской толщи глиноземистых гнейсов, имеющей существенно граувакковый первичный состав.

- 5.2. В западной половине территории листа (в пределах Карельского кратона) вместо локальных синклинальных прогибов, выполненных, как представлялось ранее, в основном, метаосадочными породами, выделяется протяженный Тикшеозерский зеленокаменный пояс проторифтогенной природы, сложенный нижнелопийскими преимущественно вулканогенными породами, варьирующими по составу от риолитов до коматиитов. В его северной части установлены палеовулканические структуры центрального типа и не выделявшиеся здесь ранее сумийские вулканиты, образующие совместно с прорывающими их чарнокитами вулcano-плутоническую ассоциацию.
- 5.3. Многочисленные интрузивные и ультраметаморфогенные образования сгруппированы в разновозрастные плутонические комплексы, для которых дается их совокупная характеристика и выделяются петротипические массивы или площади.
- 5.4. На рассматриваемой территории, перспективы которой ограничивались мусковитом и керамическим сырьем, выделено две рудные металлогенические зоны: Тикшеозерская золото-сурьяно-мышьяковая и Лехтинско-Шомбозерская золоторудная, а в их пределах прогнозируемые рудные узлы и поля с подсчитанными прогнозными ресурсами. Выделяется также прогнозируемое Палоярвинское ильменит-магнетитовое рудное поле с сопутствующими платиноидами и золотом. Установлены широкие перспективы на облицовочные камни, а при возникших потребностях и устойчивой экономической ситуации – на особо чистый кварц, абразивный гранат и низкожелезистый мелкочешуйчатый мусковит.

Одновременно с достигнутыми результатами работа по составлению комплекта Госгеолкарты-200 листа Q-36-XXI, XXII выявила целый круг проблем, спорных и

дискуссионных вопросов по различным аспектам геологического строения и металлогении этой сложной территории:

1. Авторы признают, что принятая в данной работе модель геологического строения и развития Беломорской структурной области, 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 соотношения хетоламбинского подкомплекса с котозерским и их границы с лоухской толщей и позднеархейскими плутонитами с целью обоснования последовательного эволюционного развития выделенных на Госгеолкарте подразделений либо подтверждения гипотезы преобладания субдукционно-коллизийных процессов.
2. Необходима разработка системы картируемых и петролого-геохимических признаков для разновозрастных групп друзитов с целью отнесения нерасчлененных по возрасту основных-ультраосновных пород к одному из выделенных комплексов – позднеархейскому боярскому или раннепротерозойскому куземскому, а также оценка их потенциальной рудоносности на никель, платиноиды и золото.

Решение указанных проблем возможно при проведении целенаправленных тематических и научно-исследовательских работ с применением современных методик картирования метаморфических и плутонических комплексов.
3. При проведении работ по изучению и картированию четвертичных отложений необходимо обратить особое внимание на возможность расчленения голоцена и получения дополнительных данных, необходимых для решения вопроса о наличии на территории листа ниже- и среднелепистоценовых образований.

4. 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, находящегося на площади листа, рекомендуется проведение следующих видов ГСР:
- ГДП-50 на северной половине пояса и его гранитоидного обрамления;
 - поисковые работы м-ба 1:25 000 на золото и другие полезные ископаемые в пределах Хизоварско-Рухнаволоцкого рудного узла ;
 - поисковые работы на золото м-ба 1:10 000 в пределах прогнозируемого Рухнаволоцкого рудного поля.
5. На основании благоприятного сочетания факторов контроля золоторудной минерализации на рудопроявлении Дмитрия рекомендуется постановка поисковых работ м-ба 1:10000 в пределах Дмитровской золоторудной зоны с целью уточнения параметров оруденения, состава рудовмещающих пород и характера наложенных процессов, а также определения промышленной значимости оруденения.
6. С целью уточнения масштабов ильменит-магнетитового оруденения и оценки практической значимости и перспектив ассоциирующей с ним благороднометальной минерализации провести поисковые работы м-ба 1:25000 на площади Палоярвинского массива боярского перидотит-габбро-анортозитового комплекса.

Список литературы

«Опубликованная»

1. *Беломорский* подвижный пояс. // Тез. докл. Международной конференции 1-4 сентября 1997г. Петрозаводск, 1997, 125с.
2. *Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др.* Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит); латеральная зональность и изотопный возраст. *Петрология* № 2, т.7, 1999, с.115-140.
3. *Бибикова Е.В., А.И.Слабунов, Т.И.Кирнозова и др.* U-Pb датирование ранних геологических событий в зоне сочленения Карельской и Беломорской структур Балтийского щита. – Тезисы докладов совещания «Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли» 14-16 ноября 1995г., С.-Пб., 1995, с.37-38.
4. *Биске Г.С.* Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959, 305с.
5. *Богачев А.И., Зак С.И. и др.* Геология и петрология Еletzозерского массива габброидных пород Карелии. М.-Л., 1963, 159с.
6. *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.
7. *Володичев О.И.* Беломорский комплекс Карелии. Геология и петрология. Л., Наука, 1990, 248с.
8. *Волотовская Н.А., В.П.Псарев, А.Н.Большева.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000, серия Карельская, листы Q-36-XXI, XXII, 1969г. (Лен.картфабрика ВАГТ).
9. *Геология* Карелии. Институт геологии Карел. фил. АН СССР. Л., Наука, 1987, 199с.
10. *Геология* и магматизм области сочленения беломорид и карелид. /К.А.Шуркин, В.М.Шемякин, Ю.Д.Пушкарев и др./ Л., Наука, 1974, 184с.
11. *Геология* и пегматитоносность беломорид. /М.Е.Салье, С.С.Батузов, С.И.Душейко и др./ Л., Наука, 1985, 251с.

12. *Геоморфология* Карелии и Кольского полуострова. Л., Недра, 1977.
13. *Глебовицкий В.А.* Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия в.ч. Балтийского щита. //Региональная геология и металлогения. 1993, № 1, с.7-24.
14. *Глебовицкий В.А. и др.* Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны. //Геотектоника, 1996, № 1, с.63-75.
15. *Горлов Н.В.* Структура беломорид (Северо-Западное Беломорье). Л., Наука, 1967, 112с.
16. *Горохов И.М., Кутявин Э.П. и др.* Rb-Sr возраст магматических и метаморфических пород беломорского комплекса (Западное Беломорье). Сов.геология, 1981, № 3,с.67-75.
17. *Гродницкий Л.Л.* Гранитные пегматиты Балтийского щита. Л., 1982, 295с.
18. *Дук В.Л.* Складки зоны ультраметаморфизма. Л., 1967, 83с.
19. *Каулина Т.В.* U-Pb датирование цирконов из реперных геологических объектов Беломорско-Лапландского пояса (Северо-западное Беломорье). Автореф. диссерт. С-Пб, 1996, 18с.
20. *Кожевников В.Н.* Геология и геохимия архейских северокарельских зеленокаменных структур. Петрозаводск, 1992, 199с.
21. *Кожевников В.Н., Голубев А.И., Рыбаков С.И.* О факторах контроля золотометального оруденения в раннем докембрии и типизация перспективных обстановок в Карелии.// Проблемы золотоносности и алмазоносности севера Европейской части России. Петрозаводск, 1997, с.8-17.
22. *Кожевников В.Н.* Архейские ЗКП Карельского кратона как аккреционные орогены. Диссертация на соискание ученой степени докт. геол.-минер.наук. ИГ КНЦ РАН, Петрозаводск, 1999. 417с.
23. *Комплексные поисковые критерии слюдоносных пегматитов Беломорья.* /Шуркин К.А., Корсаков В.Н., Зингер Т.Ф. и др./ Л., Наука, 1988, 152с.
24. *Коншин В.А.* Гранитоиды Пяозерско-Тикшеозерского поднятия. В кн.:Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск, 1994, с.77-117.

25. *Корсакова М.А., Иванов Н.М.* Периодизация архейской истории беломорид. В кн.: Общие вопросы расчленения докембрия. //Материалы III Всероссийского совещания 13-17 июня 2000г. Апатиты, 2000, с.117-119.

26. *Кухаренко М.А., Орлова М.П., Богдасаров Э.А.* Щелочные габброиды Карелии (Ельть-озерский массив – петрология, минералогия, геохимия). Л., 1969, 184с.

27. *Лобач-Жученко С.Б. и др.* Беломорский пояс – позднеархейская аккреционно-коллизийная зона Балтийского щита.// Докл.Академии наук, 1998, т.358, № 2, с.226-229.

28. *Лукашов А.Д.* Новейшая тектоника Карелии. Л., 1976, 108с.

29. *Лукашов А.Д.* Неотектонические движения. В кн.: Геология Карелии. Л., Наука, 1987, с.125-128.

30. *Малов Н.Д.* Закономерности размещения «друзитов» в структуре беломорид (на примере Северной Карелии). Сов.геология, 1974, № 1, с.152-155.

31. *Металлогения Карелии.* Петрозаводск, 1999, 340с.

32. *Миллер Ю.В., Милькевич Р.И.* Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и её соотношение с карельской гранит-зеленокаменной областью. Геотектоника. 1995, № 6, с.80-92.

33. *Миллер Ю.В., Милькевич Р.И., Глебовицкий В.А.* Исследование тектонических структур раннего докембрия методом детального картирования опорных участков (на примере Беломорского коллизийного пояса). //Региональная геология и металлогения. 1996, № 1 (5), с.37-47.

34. *Миллер Ю.В. и др.* Стратиграфия чупинского позднеархейского покрова Беломорского пояса и её геодинамическая интерпретация. В кн.: Общие вопросы расчленения докембрия. //Материалы III Всероссийского совещания 13-17 июня 2000г. Апатиты, 2000, с.166-169.

35. *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 1997г. Петрозаводск, 1997, с.41-42.

36. *Негруца В.З.* Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л., Недра, 1994, 270с.
37. *Некрасов Е.М.* Зарубежные эндогенные месторождения золота. М., Недра, 1988, 286с.
38. *Николаев А.А., О.А.Левченков.* К геохронологии гранитоидов топорского типа. В кн.: Вопросы геологии и магматизма докембрия Карелии. Оперативно-информационные материалы за 1991г. Петрозаводск, 1992, с.40-42.
39. *Петрофизика* пород Западного Беломорья. Петрозаводск, Карелия, 1980, 160с.
40. *Ручьёв А.М.* Проблема никеля беломорского комплекса. В сб.: Беломорский подвижный пояс.//Тез.докл. Международной конференции 1-4 сентября 1997 г. Петрозаводск, 1997, с.49.
41. *Рыбаков С.И., Светова А.И., Мельянец Н.М.* Комплекс высокометаморфизованных вулканитов и вулканогенно-осадочных пород на островах Вичаны и Мундиннаволоок оз.Кереть. В кн.: Геология, магматизм. Операт.-информ материалы. 1984, с.21-24.
42. *Рыбаков С.И., Мельянец Н.В.* Хизоварская палеовулканическая постройка. //Опер.-информ. матер. Петрозаводск, 1986, с.16-18.
43. *Рыбаков С.И. и др.* Платиноиды в докембрийских комплексах Карелии.//Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Петрозаводск, 1994, с.77-105.
44. *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.
45. *Салье М.Е., Батузов С.С.* Геология и пегматитоносность беломорид. Л., Наука, 1985, 251с.
46. *Светов С.А.* Фациальные разновидности высокомагнезиальных вулканитов в Хизоварской структуре (Северная Карелия).//Опер.-информ.матер. за 1996г. Петрозаводск, 1997, с.7-11.
47. *Светова А.И., С.И.Рыбаков, Н.М.Мельянец.* Лопийские вулканиты района оз.Кереть. В кн.: Геология Северо- и Восточнокарельских структурных зон. Петрозаводск, 1987, с.44-56.

48. *Слабунов А.И.* Структура и характер разреза лопийского комплекса района оз.Верхнее Шобозеро – оз.Майозеро (Лоухский р-н).//Операт.-информ. матер. Петрозаводск, 1985, с.41-44.

49. *Слабунов А.И.* Геология и петрохимия докембрийских образований района озер Кереть – Нижнее Кумозеро. //Ранний докембрий Карелии (геология, петрология, тектоническое строение). Петрозаводск, 1987, с.18-35.

50. *Слабунов А.И.* Лопийские осадочно-вулканогенные образования и их соотношение с беломорским супракрустальным комплексом в районе оз.Кереть.//Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск,1990, с.141-155.

51. *Слабунов А.И.* Верхнеархейская Керетская зеленокаменная система Карелии. //Геотектоника. 1993, № 5, с.61-74.

52. *Слабунов А.И.* Геологическое строение южного замыкания Керетской гранит-зеленокаменной системы в районе оз. Нижнее Кумозеро – оз.Кукуа. В кн.: Вопросы геологии, магматизма и рудогенеза Карелии. Операт.-информ. материалы. Петрозаводск, 1996, с.10-13.

53. *Слюсарев В.Д. и др.* Металлогенические особенности района озер Кереть – Верхнее Кумозеро.//Операт.-информ.матер. Петрозаводск, 1991, с.33-38.

54. *Стенарь М.М.* Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломорида Западного Беломорья). – Геотектоника, 1972, № 5, с.42-52.

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

56. *Степанов В.С.* Контакт вичанских чарнокитов с амфиболитами п-ова Мундиннаволок. В кн.: Геология, магматизм. Операт.-информ.материалы. Петрозаводск, 1984, с.14-17.

57. *Степанов В.С., Карпова А.К.* Рудные вебстериты участка губы Травяной.// Опер.-информ.матер. за 1990г. Петрозаводск, 1991, с.38-42.

58. *Степанов В.С.* Минеральные ассоциации рудных перидотитов, оливиновых вебстеритов и амфиболитов района Травяной губы оз.Кереть. В сб.: Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Петрозаводск, КНЦ РАН, 1994, с.53-76.

59. *Степанов В.С. и др.* Распределение элементов платиновой группы и золота в магнетите и ильмените рудных перидотитов района Травяной губы оз. Кереть. // Операт-информ-матер. за 1994г. Петрозаводск, 1995, с.24-28.

60. *Степанов В.С.* Интрузивные мафит-ультрамафиты Северной Карелии (корреляция, петрология, эволюция). В сб.: Беломорский подвижный пояс. // Тез. докл. Международной конференции 1-4 сентября 1997г. Петрозаводск, 1997, с.54-55.

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

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

63. *Тугаринов А.И., Бибилова Е.В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М., Наука, 1980, 131с.

64. *Хизоварское* кианитовое поле (Северная Карелия). Петрозаводск, Кар. фил. АН СССР, 1988, 105 с.

65. *Фашии* метаморфизма восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1990, 144с.

66. *Четвертичный* покров Балтийского щита. Л., Недра, 1987.

67. *Шеков В.А.* Камнедобывающая промышленность Республики Карелия (настоящее и будущее). // Геолого-технологическая оценка индустриальных минералов и пород республики Карелия. Петрозаводск, 1997, с.29-37.

68. *Шемякин В.М.* Чарнокитоиды раннего докембрия. Л., Наука, 1976, 179с.

69. *Шуркин К.А., Горлов Н.В. и др.* Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология и пегматитоносность). М.; Л., 1962, 306с.

70. *Шуркин К.А.* Беломориды (геология, петрология, история развития). Автореферат докт. диссертации. Л., 1964, 43с.

71. *Шуркин К.А., Шемякин В.М., Пушкарев Ю.Д. и др.* Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид (Беломорско-Карельский глубинный разлом). Л., 1974, 194с.

72. *Щитцов В.В.* Современная минерально-сырьевая база индустриальных минералов Республики Карелия.//Геолого-технологическая оценка индустриальных минералов и пород Республики Карелия. Петрозаводск, 1997, с.7-20.

73. *Экман И.М.* Четвертичная система.//Геология Карелии. Л., Наука, 1987, с.79-98.

«Фондовая»

74. *Арутюнов Г.М.* Отчет о результатах поисковых работ на мусковит и полевошпатовое сырье на участках первой очереди чупинской свиты и в зоне сочленения пород архея и протерозоя за 1972-79гг. ФГУ СЗРФГИ. 1979г.

75. *Архангельская М.М.* Отчет по теме: «Составление карт месторождений полезных ископаемых территории СЗТГУ м-ба 1:100 000. ФГУ СЗРФГИ. 1972г.

76. *Афанасьева Е.Н.* Отчет по теме: «Составление прогнозно-металлогенической карты золотоносности Республики Карелия м-ба 1:500 000 с врезками карт м-ба 1:200 000 – 1:50 000. ФГУ СЗРФГИ. 1998г.

77. *Баланс* запасов железных руд, геллефлинтов и песчано-гравийного материала по состоянию на 01.01.2000г. Республика Карелия. ОАО «Карельский окатыш».

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

79. *Богачев В.А., Романова Г.Ю.* Отчет по теме: «Ревизионное изучение объектов камнецветного сырья на территории северо-запада РФ». ФГУ СЗРФГИ. 1993г.

80. *Быстрова А.Г., Болотина А.И. и др.* Отчет о геолого-разведочных работах и подсчет запасов руды и кианита Хизоварского месторождения (Лоухский район КФССР) 1952-53 гг. Петрозаводск, 1953г.

81. *Волотовская Н.А., Смирнов С.Д.* Отчет о работах Топозерской геолого-съёмочной партии № 64 по геологической съёмке в м-бе 1:100 000 планшетов Q-36-77 и Q-36-78 в Кестеньгском и Лоухском районах КАСССР. ФГУ СЗРФГИ. 1940г.

82. *Волотовская Н.А.* Результаты геолого-поисковых работ съемочного отряда Хизоварской партии № 3. ФГУ СЗРФГИ. 1941г.

83. *Волотовская Н.А.* Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000, лист Q-36-XXI, XXII. Л., СЗГУ, 1964г.

84. *Гиммельфарб Г.Б. и др.* Отчет по геологическому доизучению ранее заснятых площадей Карелии и Кольского п-ова м-ба 1:200 000 за 1974-1982гг. ФГУ СЗРФГИ. 1982г.

85. *Едовин В.И., Смолин В.Г.* Отчет о геолого-съемочных и поисковых работах м-ба 1:50 000, проведенных Приморской партией в восточной части Чупино-Лоухского слюдоносного района в 1960-62гг. (Побережье Белого моря, р-н Нильмогуба – Кереть – Соностров – Гридино). ФГУ СЗРФГИ. 1962г.

86. *Ермакова С.Н., Бережанская О.И.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ в пределах Лоухского района Республики Карелия с целью определения возможности выявления месторождений облицовочного камня. Фонды Северной ПРЭ, 1998г.

87. *Иванов Н.М., Корсакова М.А., Саморуков Н.М. и др.* Отчет по теме: «Типизация зеленокаменных поясов Карело-Кольского региона и оценка перспектив их рудоносности». ФГУ СЗРФГИ. 1989г.

88. *Корнюшин А.М., Салтыкова Т.Е., Князев О.Т.* Отчет по аэрофотогеологическому картированию (АФГК) м-ба 1:50 000 и по поисковым работам на цветные металлы в пределах Северо-Карельского синклиория и зоны сочленения с Беломорским блоком за 1977-80гг. ФГУ СЗРФГИ. 1980г.

89. *Коровкин В.А., Турyleва Л.В.* Отчет по теме: «Анализ движения прогнозных ресурсов важнейших полезных ископаемых, ведение и пополнение карты прогнозных ресурсов м-ба 1:1000000 и Банка данных прогнозных ресурсов Северо-Запада РФ».С-Пб, ФГУ СЗРФГИ,1999г.

90. *Корсакова М.А., Иванов Н.М. и др.* Легенда Карельской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. ФГУ СЗРФГИ. 1998г.

91. *Кочкина Н.И., Тарасов Н.Н.* Отчет о поисково-разведочных работах на месторождении слюды-мусковита в районе Пиртозера за 1954г. ФГУ СЗРФГИ. 1955г.

92. *Левин Г.М., Суханов В.А.* Отчет о результатах Карельской проверочной партии в 1972г. ФГУ СЗРФГИ. 1973г.

93. *Легкова В.Г., Шукин Л.А., Ауслендер В.Г. и др.* Отчет по теме: «Составление сводной карты четвертичных отложений м-ба 1:500000 как основы для ландшафтно-геохимического районирования территории деятельности СЗПГО. ФГУ СЗРФГИ.

94. *Леонтьев А.Г. и др.* Отчет по теме: «Составление регистрационной карты золотоносности Республики Карелия м-ба 1:500 000 с кадастрами месторождений, р/проявлений, пунктов минерализации и площадных геохимических аномалий (участков) перспективных на золото». ФГУ СЗРФГИ. 1997г.

95. *Леонтьев А.Г., Дегтярева Т.А. и др.* Отчет по теме: «Составление шлихогеохимической карты золотоносности территории Республики Карелия м-ба 1:500 000». ФГУ СЗРФГИ. 1998г.

96. *Михайлюк Е.М. и др.* Объяснительная записка к схематической геологической карте Кемско-Беломорского слюдоносного района м-ба 1:200 000. ФГУ СЗРФГИ. 1985г.

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

98. *Отчетный* баланс запасов валунно-гравийно-песчаного материала на 1 января 2000г. по Республике Карелия. Петрозаводск, 1998г.

99. *Отчетный* баланс запасов высокоглиноземного сырья (кианита) по Республике Карелия на 01.01.99г. Петрозаводск, 1999г.

100. *Отчетный* баланс запасов мусковита листового по состоянию на 01.01.99г., Карелия, Карелгеолком, 1999г.

101. *Отчетный* баланс запасов полевошпатового сырья по состоянию на 01.01.99г., Карелия, Карелгеолком, 1999г.

102. *Отчетный* баланс запасов природных облицовочных камней по состоянию на 01.01.99г., Карелия, Карелгеолком, 1999г.

103. *Паспорт* месторождения диатомита «Амбарная Ламбина».

104. *Проскурнина В.П., Жданова Т.В. и др.* «Составление сводной геологической карты масштаба 1:50 000 Енского и Чупино-Лоухского слюдоносных районов». ФГУ СЗРФГИ. 1979г.
105. *Родионов В.С.* Промежуточный информационный отчет о геохимических поисках золота, проведенных на Тикшеозерско-Пяозерской площади в 1995-97гг. Фонды Северной ПРЭ 1997г.
106. *Салье М.Е., Кириллов А.И. и др.* Отчет о результатах геологического доизучения месторождений мусковита Тэдино, Малиновая варака, Плотина и перспективных слюдоносных участков чупинской свиты за 1982-86гг. ФГУ СЗРФГИ. 1986г.
107. *Степанов В.С., Военушкина Н.А. и др.* Отчет Кемской партии по результатам геологической съемки м-ба 1:50 000, проведенной в Кемском р-не КАССР в 1961-62гг. ФГУ СЗРФГИ. 1963г.
108. *Тимофеев Г.В. и др.* Отчет о результатах аэрофотогеологического картирования м-ба 1:50000 Восточно-Карельской структурной зоны и её обрамления в 1974-83гг. (листы Q-36-XX, XXVI-XXVIII, XXXIII-XXXV, P-36-IV, XI-XII, P-37-I, VII). ФГУ СЗРФГИ. 1983г.
109. *Чуйкина Е.П., Поляк Э.А. и др.* Отчет Южной геолого-поисковой партии за 1955г. Чупино-Лоухский слюдоносный район (район оз.Кереть – Нижнее Кумозеро – Вокшозеро). ФГУ СЗРФГИ . 1956г.
110. *Чуйкина Е.П., Арутюнов Г.М. и др.* Отчет Центрально-Чупинской партии о поисково-съемочных и поисковых работах, проведенных в 1963-70гг. в Чупино-Лоухском слюдоносном районе (Лоухский район Карельской АССР) ФГУ СЗРФГИ. 1971г.
111. *Щитцов В.В., В.С.Родионов.* Отчет о проведении в 1995-1997 годах прогнозно-минерагенического изучения Республики Карелия в масштабе 1:1000000 с целью выявления объектов, перспективных на минеральное сырьё для производства специальных кварцевых изделий, Петрозаводск, 1998г. Фонды СГПЭ.1998г.

СХЕМА ИЗУЧЕННОСТИ
аэромагнитной и аэрогаммаспектрометрической
съемкой

масштаб 1:1 000 000

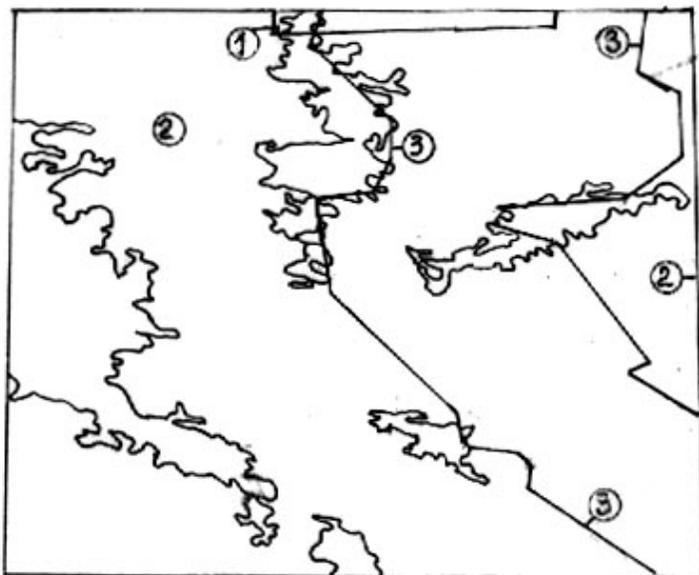


Рис. 1.1

СХЕМА ИЗУЧЕННОСТИ
гравиметрической съемкой и электроразведкой

масштаб 1:1 000 000

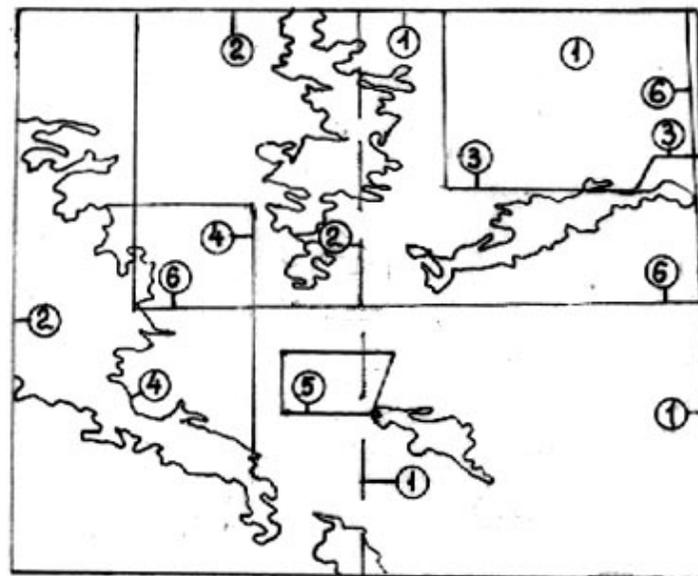
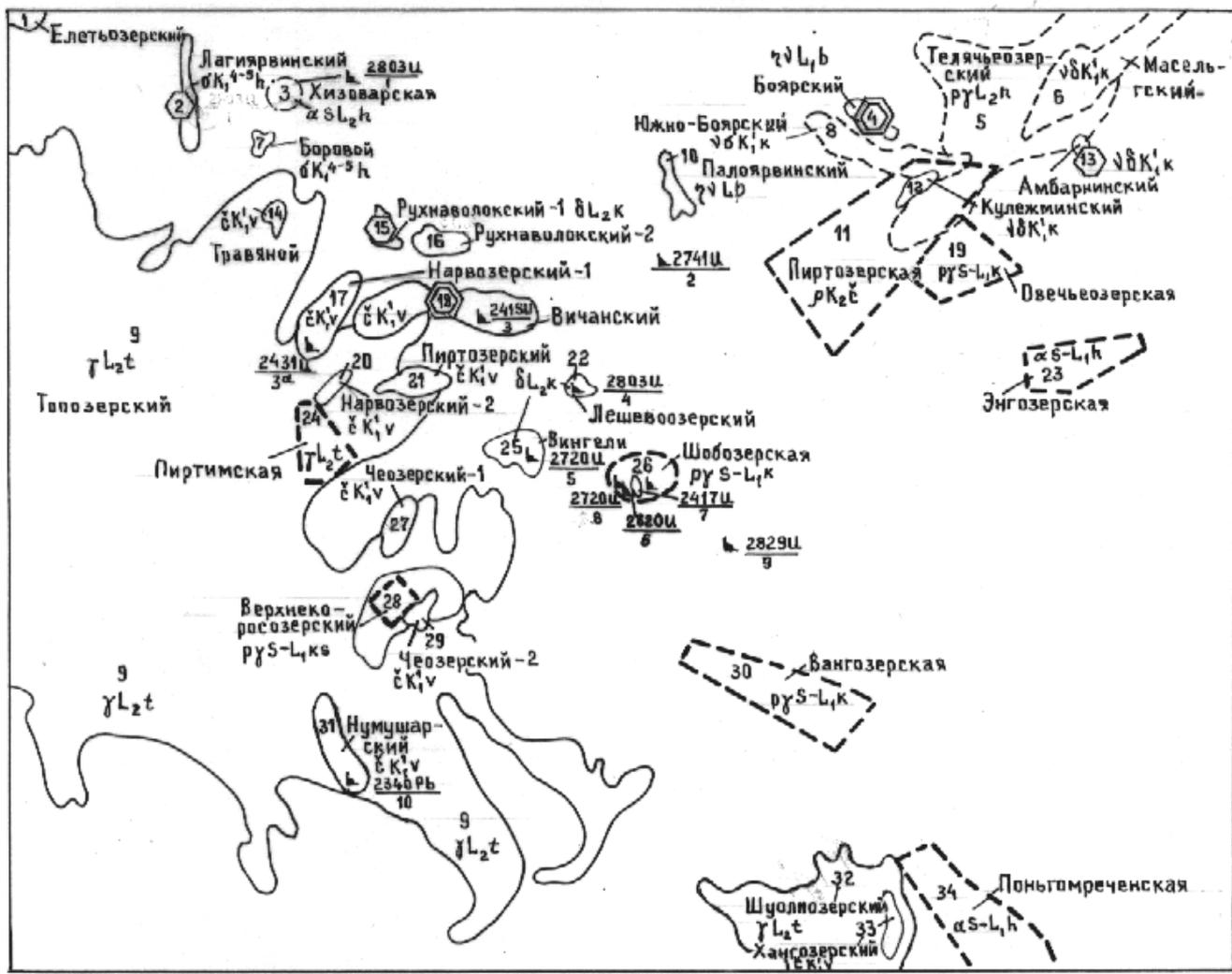


Рис. 1.2

Номера на схемах соответствуют номеру площади в приложении Ж I

Схема расположения плутонических образований, петротипических и эталонных массивов и площадей.

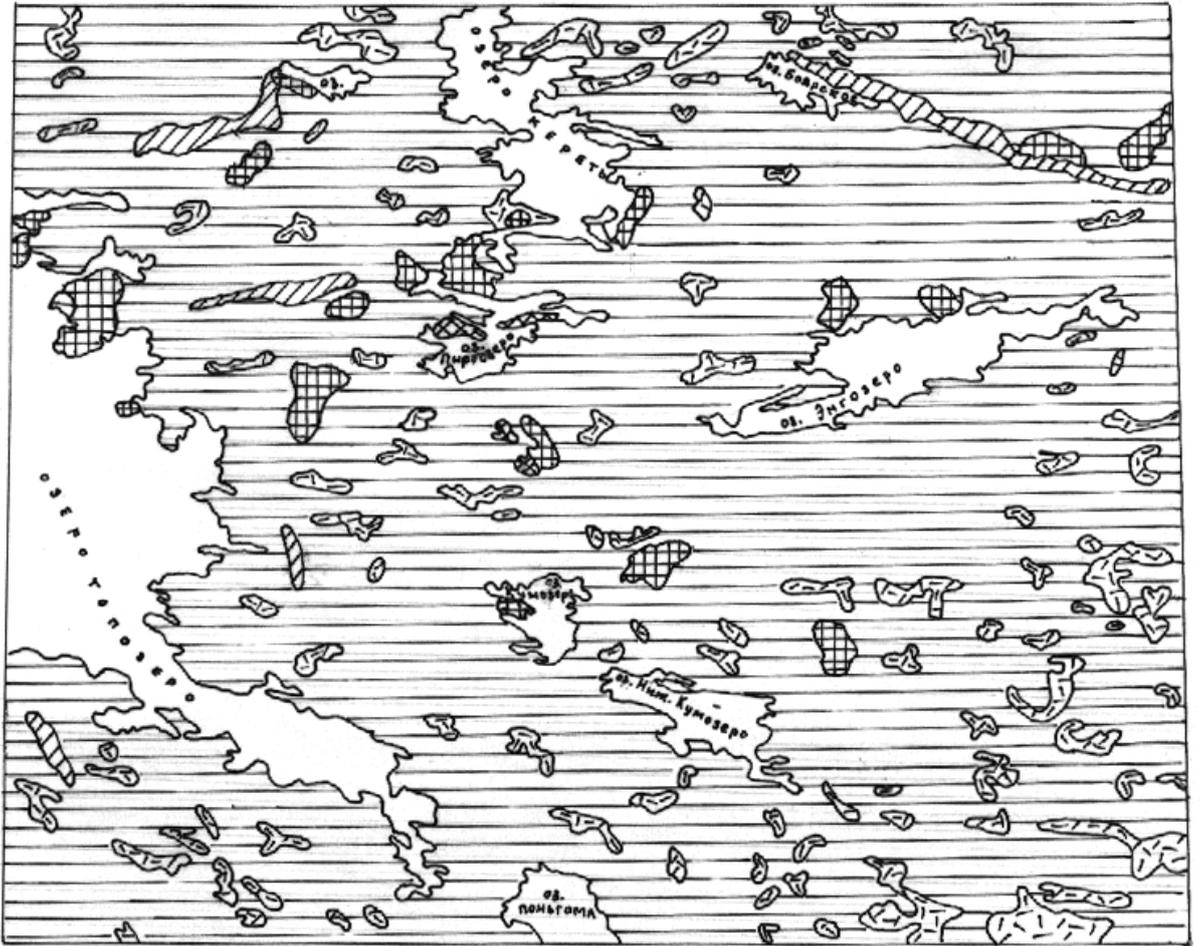


- 14
- 6
- 3
- 16
- 9
- 20
- 2011



Рис. 3.1

Схема распространения первого от
поверхности водоносного горизонта



5 0 5 10 км

Рис. 9.1.



Гидрогеологическая колонка

Система	Отдел	Подотдел	Звено	Надгоризонт	Горизонт	Индекс	Колонка	Мощность в м	Характеристика пород водоносных горизонтов	Козфф. фильтра- ции м/сут.	Химический состав подземных вод
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	Голоцен					pCH		0-3.5	Болотные отложения. Торф	0.04-3.0	Гидрокарбонатно-сульфатные магниевые-кальциевые. М 0.0-0.07 г/л.
						CH		0-4	Озерные отложения Пески, диатомиты	0.1-1.0	Гидрокарбонатно-сульфатные магниевые-кальциевые. М 0.03-0.5 г/л.
	Плейстоцен	Неоплейстоцен	Верхнее	Валдайский	Осташковский	lglllos		0-12	Озерно-ледниковые отложения. Пески, супеси, суглинки	0.01-1.0	Хлоридные натриево-кальциевые. Гидрокарбонатные кальцево-магниево-натриевые. М 0.3-0.5 г/л.
						flllos		0-20	Флювиогляциальные отложения. Пески с гравием, галькой и валунами.	1-30	Гидрокарбонатно-хлоридные кальцево-натриевые. М 0.06-0.08 г/л.
						glllos		0-20	Ледниковые отложения. Валунные пески, супеси	0.1-0.5	Гидрокарбонатно-сульфатные кальцево-магниево-натриевые. М 0.3-0.5 г/л.
	ДОЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ПОРОДЫ					AR-PR			Водоносный комплекс дочетвертичных пород.	0.00001-1.0	Гидрокарбонатные кальцево-магниево-натриевые. М 0.270-0.670 г/л.

Рис. 9.2

Рис. 1.1 Схема изученности аэромагнитной и аэрогаммаспектрометрической съёмкой.

Рис. 1.2 Схема изученности гравиметрической съёмкой и электроразведкой.

Рис. 3.1 Схема расположения plutонических образований, петротипических и эталонных массивов и площадей.

1 – интрузивные массивы и их номера; 2 – ареалы развития мелких интрузий и их номера; 3 – ареалы развития даек и их номера; 4 – петротипические массивы и их номера ; 5 – эталонные массивы и их номера; 6 – эталонные площади и их номера; 7 – пункты, для которых имеются геохронологические определения возраста : в числителе возраст в млн. лет и метод определения (U – уран-свинцовый, Pb – свинец – свинцовый), в знаменателе – номер по списку (прил. № 3).

Рис. 9.1 Схема распространения основных водоносных горизонтов.

1 – водоносный горизонт торфяников, 2 – водоносный горизонт ледниковых отложений, 3 – водоносный горизонт озёрно-ледниковых отложений, 4 – водоносный горизонт флювиогляциальных отложений, 5 – водоносный комплекс дочетвертичных пород.

Рис. 9.2 Гидрогеологическая колонка.

Приложение № 1

Изученность аэромагнитной и аэрогаммаспектрометрической съемкой

Номер площади съемки 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	2	3	4	5	6	7
1	ЗГТ Сусленников В.В.	1962	1:25 000	Аэромагнитная с γ -каналом АММ-13	>1500	Карта изолиний ΔT 1:200 000
2	ЗГТ Вальков В.К., Перфилов В.Н.	1966	1:25 000	Аэромагнитная с γ -каналом АММ-13	10800	Карты графиков ΔT и изолиний ΔT на 3400 км ² ; 1:50 000.
3	ЛГЭ СЗПГО Ильинская З.А.	1984-1989	1:25 000	Аэромагнитная и аэрогамма-спектрометрия, СКАТ-77	3405+910+2030	

Изученность гравиметрической съемкой и электроразведкой

1	ЗГТ Миронов В.Д.	1967	1:200 000	Гравиметрическая	Лист Q-36-XXII	Карты изолиний Δg и $\delta \Delta g$; 1:200 000
2	ЗГТ Миронов В.Д.	1968	1:200 000	Гравиметрическая	Лист Q-36-XXI	Карты изолиний Δg и $\delta \Delta g$
3	ЗГТ Вербицкий Р.И.	1971	1:50 000	Гравиметрическая	2192	Карты изолиний Δg , $\delta \Delta g$, W_{LL} ; 1:50 000
4	ЗГТ Каверзнева Н.А.	1972	1:50 000	Гравиметрическая	932	- " -
5	ЗГТ Лебедев П.А.	1975-1976	1:50 000	Гравиметрическая	65	- " -
6	СЗПГО Валова Т.В.	1973	1:100 000	Тематическая работа по обобщению гравиметрических съемок	8625	Сводная карта изолиний Δg ; 1:100 000.

Список петротипических и эталонных массивов и площадей, показанных на схеме расположения плутонических массивов (рис. 3.1)

№№ на рис.3.1	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы
3	Хизоварская эталонная площадь хизоварского андезидацитового дайкового комплекса	[20]
4	Боярский массив – петротип боярского перидотит-габбро-анортозитового комплекса	[55]
15	Рухнаволоцкий – 1 эталонный массив кухтозерского диорит-гранодиоритового комплекса	Материалы авторов и Северной ГРЭ 1999-2000г.г.
18	Вичанский массив – петротип вичанского чарнокитового подкомплекса	[10]
23	Энгозерская эталонная площадь хетоламбинского гнейсо-амфиболитового подкомплекса	Материалы авторов 1992г.
24	Пиртимская эталонная площадь топозерского граносиенит-гранитового комплекса	Материалы авторов 1991-92г.г.
26	Шобозерский купол – эталонная площадь котозерского мигматит-плагиогранитового комплекса	[51]
28	Верхнекоросозерская эталонная площадь кестеньгского мигматит-плагиогранитового комплекса	Материалы авторов, 1991г.
30	Вангозерская эталонная площадь котозерского мигматит-плагиогранитового комплекса	Материалы авторов, 1991г.
34	Поньгомреченская эталонная площадь хетоламбинского гнейсо-амфиболитового комплекса	Материалы авторов, 1991г.

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород

№№ на рис.3.1	Наименование породы и геологического подразделения	Метод определения	Возраст в млн.лет	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
1	Дациит (дайка) хизоварского комплекса	U-Pb (циркон)	2803±35	[20] № 390
2	Гранат-биотит-амфиболовый сланец (метатуф среднего состава) хизоварской свиты	U-Pb (циркон)	2741±14	[3] № 224
3	Чарнокит вичанского подкомплекса	Pb-Pb(циркон)	2415	Методы изотопной геологии...1986, № 518 - " - № 522, 522 ^a
	Чарнокит-пегматит вичанского подкомплекса	U-Pb (циркон)	2370±20	
		Pb-Pb(циркон)	2390 2400	
3 ^a	Чарнокитоид вичанского подкомплекса	U-Pb (циркон)	2431	[38] № Н-786-1
4	Кварцевый диорит кухтозерского комплекса	U-Pb (циркон)	2803±13	[2] № 12
5	Трондьмит кухтозерского комплекса	U-Pb (циркон)	2720±25	[2] № 624t
6	Метаандезит (эпидот-амфибол-биотитовый сланец) хизоварской свиты	U-Pb (циркон)	2820±31	[2] № 329
7	Габбронорит куземского комплекса	U-Pb (циркон)	2417	Слабунов (устное сообщение)
8	Плагиогнейсогранит микроклинизированный кухтозерского комплекса	U-Pb (циркон)	2720±8,9	[3] № 989-1
9	Эпидот-амфибол-биотитовый сланец (метаандезидацит) хизоварской свиты	U-Pb (циркон)	2829±30	[3] № 455-1
10	Чарнокит вичанского комплекса	Pb-Pb(циркон)	2340	Методы изотопной геологии...1986 № 540

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

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К- коренное, Р- россыпное)	Номер по списку ис- пользован. литературы	Примечание, состояние эксплуатации
Неметаллические полезные ископаемые					
Керамическое и огнеупорное сырьё					
<i>Пегматит керамический</i>					
I-4	4	Печной наволок	К	[75, 83]	законсервировано
IV-2	4	Болотная губа (Шуолакша)	К	[75, 83]	-“-
<i>Высокоглиноземистые материалы</i>					
I-1	1	Хизо-Вара	К	[99]	законсервировано
Горнотехническое сырьё					
<i>Мусковит</i>					
I-4	7	Пирт-озеро (южн.берег)	К	[75, 83, 100]	законсервировано
II-1	1	Пиртима	К	[75, 83, 100]	-“-
II-3	2	Узкое-Кинаж	К	[75, 83]	-“-
IV-1	7	Слюдоваара (Шомбозерское)	К	[75, 83]	-“-
IV-2	5	Пойкеж-лампи	К	[75, 83]	-“-
Строительные материалы					
<i>Строительные облицовочные камни</i>					
II-2	5	Восточно-Нарвозерское	К	[86]	Разведано
I-3	7	Месторождение 423 ^{ий} км	К	[86]	разведуетя

Список месторождений полезных ископаемых листа Q-36-XXI, XXII
Государственной геологической карты четвертичных отложений
Российской Федерации масштаба 1:200000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (к-коренное, р-россыпное)	Номер по списку ис- пользован- ной литера- туры	Примечание, состояние эксплуатации
		Строительные материалы <i>Песчано-гравийные материалы</i>			
I-3	9	Боярское	К	98	Законсервиро- вано
I-3	8	1001 км	К	98	-“-
		<i>Диатомит</i>			
I-4	11	Амбарная ламбина	К	103	Законсервиро- вано

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ), шлиховых ореолов (ШО), первичных геохимических ореолов (ПГХО) и шлихогеохимических ореолов (ШГХО), показанных на карте полезных ископаемых листов Q-36-XXI, XXII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000.

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использ. литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Твердые горючие ископаемые				
<i>Торф</i>				
I-4	12	Болото у п. Амбарный	78	Верх. В т.-фускум-торф, пуш., сфагн.-пуш. R – 5-25 ср.19
I-4	13	Боярское-I	78	Верх, перех. и низ. R-38, А-6,9, Q-5400, Пни встреч.
I-4	10	Боярское-II	78	Верх.,перех. и низ. R-38, А-6,6; Q-5650 Пн в стр.
I-4	9	Боярское-III	78	Верх., перех. и низ. R-41, А-6,6; Q-5400 Пн.-больш.
III-3	5	Вангозерское ГЛФ	78	Верх. и перех. R-8-35 ср.27, А-2,7-23,4 ср.5,5 Пн.-больш.
II-4	3	Ундукское-II	78	Верх.,смеш. и низ. R-45, А-18, Q-4610 Пн.-мал.
I-3	10	Энгозерский	78	Верх.,смеш. и низ. R-37, А-5,8, Q-5640 Пн.-мал.
Металлические ископаемые				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
I-2	1	Рухнаволок		П. По южн.бер. р.Травяная в скв.№ 29, 29 ^a , 27, 31 и др. в массиве Кухтозерского диорит-гранодиоритового комплекса – полосчатые Amf-Mgt-Qu метасоматические породы с содержанием Mgt до 25%. Фиксируются магнитной аномалией интенсивностью от 500 до 3000 нТл площадью около 1,5 кв.км. Вскрыто до 8 железорудных горизонтов мощностью от 0,2 до 10,9 м. Вмещающие породы – плагиограниты и кварцевые диориты.
<i>Титан</i>				

I-3	5	Палоярвинское	53,57,58, 59	П. В Палоярвинском массиве боярского перидотит-габбро-анортозитового комплекса выявлено 9 рудных тел мощностью 2-40 м протяженностью до 200м ильменит-магнетитовых руд с содержанием TiO ₂ до 5%. Отмечено повышенное содержание ЭПГ (Pt 0,2-0,52 г/т, Pd 0,3-2,8 г/т), Au –0,5-2,5г/т.
Благородные металлы				
			<i>Золото</i>	
I-1	3	Хизовара (южн.бер.оз.Верхнего)	94	П.М. Линзовидные тела гидротермально-метасоматически измененных среднекислых осадочно-вулканогенных пород хизоварской свиты верхнего архея, мощностью первые метры, протяженностью не менее 10 м. Содержание золота в единичном штуфе – 0,6 г/т (золотоспектральный метод), серебро – 2- г/т, висмут-220 г/т, свинец – 0,24 %, цинк – 1,6%.
II-2	1	Рухнаволок	105	П. Кварцевая жила мощностью 0,3 м в окварцованных амфиболитах по вулканитам основного состава верхнеозерской свиты. Кварц молочно-белый с включениями рудных минералов. Содержание Au в жиле 1,81 г/т, во вмещающих породах вблизи жилы – 0,16 г/т.
II-2	2	Вичаны - 1	105	П. В 3км к западу от вершины г.Вичаны на бер.озера.Кварцевая жила мощностью 0,2м с налетами медной зелени в гранатовых амфиболитах верхнеозерской свиты. Содержание золота в жиле 6,19 г/т.
II-2	3	Вичаны-2	94	П.М. Вкрапленно-прожилковое колчеданное оруденение золотосодержащей серноколчеданной формации в окварцованных метавулканитах основного состава верхнеозерской свиты в зоне контакта с Вичанским массивом чарнокитов. Рудные залежи мощностью 5м, протяженностью 200-250 м. Содержание золота 0,016-0,5 г/т (пробирный анализ – 4 пробы), Ag-до 1 г/т.
II-4	1	оз.Верхнее Рюжи	87	П.М. Зона прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации, видимой мощности до 8 м, протяженностью 300м в пироксен-плагиоклаз-амфибол-гранатовом кристаллосланце по габбро-анортозиту хетолаббинского подкомплекса, катаклазированном, милонитизированном, метасоматически измененном. Содержание золота 0,02-0,14 г/т (пробирный анализ), Zn до 0,2%, Cu 0,01-0,1%, Ag 0,1-0,8 г/т – (СПА).

IV-1	2	озера Кондилампи	108	П.М. Рассеянная сульфидная вкрапленность в милонитизированных и окварцованных гранат-ставролит-биотитовых плагиосланцах гнейсо-сланцевой толщи нижнего лопия. Содержание золота 0,08-0,36 г/т. Мощность сульфидизированного горизонта 0,6 м, протяженность около 15м.
IV-1	3	2 км к СВ от рудопоявления Димитрия	108	П.М. Сеть маломощных кварцевых жил (до 5-10 см), секущих мусковит-биотитовые сланцы лопийской гнейсовой толщи. Содержание Au в жилах 0,02-0,1 г/т, Bi – 0,008, Mo – 0,0003%.
IV-1	5	ручей Димитрия	108	П. Зона катаклаза и рассланцевания в нижнелопийской гнейсо-сланцевой толще мощностью более 500м, протяженностью около 5 км. Золотая минерализация связана со штокверковой зоной, образованной маломощными (до 10-20 см) кварцевыми прожилками. Мощность рудовмещающей зоны до 200-250м. Максимальные содержания в инт. 8-9 м – 2 г/т, 1-2 м – 10 г/т (золотоспектральный анализ), Те же пробы по пробирному анализу в инт. 1-2 м – 3,5 г/т, 16,5-19 м – 1 г/т.
IV-1	6	1600 м к СВ от оз.Бол. Шуоярви	108	П.М. Зона сульфидизации, окварцевания и серицитизации мощностью 0,5 м протяженностью 4 м в милонитизированных гранат-амфибол-биотитовых сланцах нижнелопийской гнейсо-сланцевой толщи. Содержание Au 0,03-0,12 г/т, Mo – 0,004%.
IV-1	9	сев.-зап.берег оз.Бол. Шуоярви	94	П. Линза кварцито-конгломератовой толщи окуневской свиты сумийского надгоризонта раннего протерозоя. Урансодержащая золоторудная минерализация в кварцевых конгломератах и гравелитах, слагающих пластовые тела протяженностью от первых до десятков метров при мощности – дециметры. Содержание золота в единичных пробах 1-2 г/т (золото-спектральный анализ), в шлихоминералогических пробах единичные знаки золота.
IV-1	11	3200 м к востоку от южн. окончания оз.Бол.Шуоярви	108	П.М. Кварцевая жила мощностью 0,3 м с вкрапленностью пирита и халькопирита, секущая гранат-биотит-амфиболовые сланцы гнейсосланцевой толщи. Содержание Au в жиле 0,06-0,18 г/т.

I-2	2	р.Травяная – сев.бер.оз. Рухнаволоок	105	ШО. Ореол золота площадью около 16 кв.км – 9 шлихов со знаками пластинчатого высокопробного золота, 2 шлиха со знаками железистой платины и 1 шлих самородного серебра.
IV-1	1	губа Кайлакши (южн.бер. оз.Топозера)	94	ШО. В 2,5 км южнее губы Кайлакша ореол площадью 1,75 км ² по 4 шлихам по 1 знаку золота размером 0,1 мм в каждом из ледниковых отложений осташковского горизонта.
IV-1	4	участок руч.Димитрия	108	ПГХО. Аномалия размером 5x1,0км (S=5км ²) приурочена к зоне метасоматоза, катаклаза и милонитизации в окварцованных двуслюдяных с гранатом и ставролитом гнейсосланцах, серицитизированных и эпидотизированных. В центре аномалии рудопроявление Димитрия. По результатам анализа 41 пробы содержание золота от 0,001 до 3,5.
IV-1	8	оз.Ялиярви	108	ПГХО. Аномалия размером 5x2 км (S=10км ²) приурочена к границе вулканитов вермасской и ожиярвинской свит, хлоритизированным и серицитизированным. По 5 пробам содержания золота от 0,002 до 0,02%.
IV-1	10	зап.бер. оз.Большое Шуоярви	108	ПГХО. Аномалия размером 1x0,5 км (S=0,5 км ²) приурочена к основным вулканитам вермасской свиты и её контактам с подстилающей ожиярвинской и перекрывающей шароваракской свитами. По 2 пробам содержание золота от 0,006 до 0,01%. Отмечается повышенный фон урана.
III-1	1	г.Лапинвара – губа Кауге (вост.бер.оз.Топозера)	95	ШГХО. 3 шлихогеохимических пробы из ледниковых отложений с содержанием золота 0,101; 0,062; 0,014 г/т и 6 проб с содержанием 0,001-0,01 г/т. Площадь ореола около 30 км ² .
III-1	3	к западу от губы Кайлакша (южн.бер.оз.Топозера)	95	ШГХО. 2 шлихогеохимических пробы из ледниковых отложений с содержанием золота 0,014 и 0,013 г/т. В контуре ореола 2 дайки риодацитов хизоварского комплекса.

Неметаллические ископаемые
Керамическое и огнеупорное сырьё
Кварц стекольный

I-2	3	Рухнаволоок	111	П. 8 жил содержащих гранулированный кварц, пригодный для специальных кварцевых изделий. Кварцевые тела небольшие по размеру, на глубину не прослежены. Вмещающие породы – амфиболиты по вулканитам основного состава верхнеозерской свиты. Прогнозные ресурсы R_1 по жилам до глубины 10м – 300т; R_2 по площади 50 км ² – 6000т.
<i>Пегматит керамический</i>				
I-3	6	оз.Пилка	75, 83	П. Группа выходов микроклин-плагиоклазового пегматита размером до 80х30м с блоковыми выделениями полевого шпата в амфиболитах хетоламбинского подкомплекса.
I-4	1	оз.Язевое	75	П. 9 пегматитовых жил в гранат-биотитовых гнейсах лоухской толщи. Прослеженная длина жил до 12 м, мощность до 2,2м. Пегматит плагиоклазового состава, иногда с блоками кварца. Жилы не оконтурены.
I-4	5	оз.Длинная Ламбина	83	П. Выход плагио-микроклинового пегматита размером около 100м среди гранатовых амфиболитов хетоламбинского подкомплекса.
II-2	7	оз.Лекало (Венгозеро)	75,83	П. Куст из 6 пегматитовых жил. Длина жил от 25 до 90 м, мощностью до 15м. Залегают в гранат-амфиболовых сланцах хизоварской свиты. Преобладает микроклиновый пегматит, реже плагио-микроклиновый. Жилы частично оконтурены, не разведаны.
II-3	5	Пайозеро (участок Энгозеро)	75	П. 8 пегматитовых жил среди амфиболитов хетоламбинского подкомплекса. Длина жил 100-450м, мощность 5-12м. Пегматит микроклин-плагиоклазового состава в двух жилах – блоки мусковита низкого качества.
II-4	2	ст. Энгозеро	75	П. 10 пегматитовых жил длиной от 8 до 65м, мощностью от 2 до 20м и шесть пегматитовых штоков размером до 30х60м, залегают в гранатовых амфиболитах хетоламбинского подкомплекса. Пегматит преимущественно микроклиновый. Жилы не изучались.
III-1	2	Корелакшинское	75	П. Несколько одиночных пегматитовых жил среди гранитоидов топозерского граносиенит-гранитового комплекса. Длина жил до 25 м, мощность до 7м.

III-2	1	оз.Зимнее	83	Жилы частично оконтурены, не разведаны. П. Группа пегматитовых тел плагио-микроклинового состава среди гранат-кианит-биотитовых сланцев хизоварской свиты. Оконтурено одно тело размером 30х16м. Не разведывалось.
III-2	2	оз.Верхнее Кумозеро	74, 83	П. Две жилы микроклин-плагиоклазового пегматита среди гранат-биотитовых сланцев гнейсосланцевой толщи лопия. Жилы недифференцированные, апографической и пегматоидной структуры длиной 45 и 12 м, мощностью 11 и 5м. Содержит пластины мусковита до 5х8 см низкого качества и блоки сливного кварца до 1,5х1м. Изучены 3 скважинами и канавами до гл.16м.
III-3	2	оз.Майозеро	83	П. Кусты плагио-микроклиновых пегматитовых жил и отдельные жилы длиной 20-90м, мощностью 3-40м среди гнейсоплагиогранитов котозерского подкомплекса. Жилы частично оконтурены.
IV-2	2	остров Нумушари (оз.Топозеро)	83	П. Группа пегматитовых тел. Шесть наиболее крупных длиной до 150м, мощностью до 30 м. Залегают среди гранитоидов топозерского комплекса. Пегматит блоковый плагио-микроклинового состава. Не разведаны.
IV-2	3	оз.Топорное	83	П. Кусты мелких жил и отдельные жилы размером до 22х45м, залегают среди гранат-ставролит-биотитовых сланцев гнейсосланцевой толщи лопия. Пегматит блоковый, существенно плагиоклазовый с мусковитом низкого качества. Жилы частично оконтурены.
IV-3	1	оз.Антонова ламбина	83	П. Три пегматитовых жилы длиной 30-175 м, мощностью до 25м залегают в гнейсоплагиогранитах котозерского подкомплекса. Пегматит плагио-микроклиновый с блоками кварца и мусковитом низкого качества. Жилы частично оконтурены.

Кианит

I-1	2	Тиро-ламбина	75, 82	П. Линза кварц-кианитовых сланцев с игольчатым кианитом среди гранат-кианит-биотитовых сланцев хизоварской свиты. Протяженность линзы – 90м, мощность 4-10 м, содержание кианита 3-20%. К этому же проявлению приурочен горизонт кварц-мусковитовых метасоматитов, протяженностью около 700м, содержащий до 15-80% низкожелезистого, оптически прозрачного мусковита, используемого при изготовлении высокотехнологичных перламутровых пигментов для лаковых покрытий
I-1	4	Харки-ламбина	75,82	П. Пачка биотит-кианитовых сланцев с лучистым и игольчатым серым кианитом, залегает среди двуслюдяных сланцев хизоварской свиты. Пласт прослежен на 150м, мощность 3-8м, содержание кианита 5-15%.
Абразивные материалы				
<i>Гранат</i>				
I-1	5	Шаривара (высота 181)	111	П. В зоне серицит-кианит-турмалин-гранат-кварцевых метасоматитов по кислым вулканитам хизоварской свиты, размером 80x200м, проявление технического граната – альмандина. Содержание граната 15-30%. Прогнозные ресурсы кат.Р ₁ – 12 млн.т.
I-4	8	Оз. Верх. Рюжи		П. Метасоматически измененные, катаклазированные апоанортозитовые пироксен-плагиоклаз-амфибол-гранатовые кристаллосланцы с содержанием граната от 30 до 50-70%. Размер зерен от 0,1-0,3 до 5-9 см. Протяженность зоны более 1,1 км, мощность не менее 100м. Прогнозные ресурсы кат.Р ₂ –1650 тыс.т.
Горнотехническое сырьё				
<i>Мусковит</i>				

I-3	2	оз.Кулежма	83	П. 3 пегматитовых жилы, из них одна слюдоносная длиной 210 м, мощность 14 м. Слюда плохого качества. Остальные жилы не разведаны, представляют интерес на керамическое сырьё.
I-4	2	оз.Телячье	75, 83	П. Три пегматитовых жилы и 1 выход пегматита в гранат-биотитовых и двуслюдяных гнейсах лоухской толщи. Жила № 1 изучена. Длина 40 м, мощность 0,8-1,6м, зональная с кварцевой осью. Эксплуатировалась «стариками», выработана полностью.
I-4	3	оз.Вокшозеро	83	П. Одиночные пегматитовые жилы длиной 20-23м, мощностью до 4-15 м, плагиомикроклинового состава с мусковитом. Размер пластин слюды от 8-10 до 10-12 см. Качество низкое, жилы не изучались.
I-4	6	сев.бер.оз.Пиртозеро	75,83	П. 9 пегматитовых жил (в т.ч. 7 слюдоносных) и 17 выходов пегматита (в т.ч. 4 слюдоносных). Длина жил 20-80 м, мощность 0,9-2,75 м. Пегматит плагиомикроклиновый слабо дифференцирован, мусковит чистый, пластины до 10x10 см. Запасы подсчитаны по 2 жилам, отнесены к забалансовым (С ₁ -6,5 т, С ₂ -6,5 т).
II-2	6	оз.Ниванозеро (сев.-вост. побережье)	83	П. Пегматитовая жила плагиоклазового состава, пластины мусковита до 6x7 см. Длина жилы 20 м, мощность 1-1,5 м. Частично оконтурена и опробована.
II-3	3	оз.Верхнее	83	П. Две слюдоносные пегматитовые жилы длиной до 40 м, мощностью 0,4-0,5 м, качество хорошее, содержание 3,4-5,6 кг/м ³ . Забалансовые запасы С ₁ – 4 т. Не эксплуатировалось.
II-3	4	оз.Куоккора (вост.побережье)	83	П. Пегматитовая жила плагиоклазового состава с пластинами мусковита до 2x5 см, качество среднее. Длина жилы –25 м, мощность 4-6 м. Жила не изучалась.
III-4	1	дер.Гагарино (нежил.)	75, 107	П. 12 пегматитовых жил в т.ч. две слюдоносных. Вмещающие – плагиомигматиты по амфиболитам хетоламбинского подкомплекса. Пегматит микроклиновый, в одной жиле с кварцевой осью. Длина до 20 м, мощность 0,5-3 м. Промышленного значения не имеют. Не опробованы.
III-4	2	оз.Мазко-ламбина	75, 107	П. Пегматитовая жила с пластинами мусковита от 1x1 до 5x6 см, невысокого качества. Длина жилы –90 м, мощность около 30 м. Жила оконтурена, изучался минералогический состав.
IV-4	1	р.Сигма (левый приток)	83	

Поделочные камни
Фукситовый сланец

I-1	2	Хизоварское	79, 83	П. Линза кварц-фукситовых и кианит-фукситовых сланцев размером 30x5,5 м. Вмещающие – гранат-ставролитсодержащие биотит-мусковитовые плагиосланцы хизоварской свиты. Цвет сланцев от светлого серебристо-зеленого до изумрудно-зеленого с кристаллами синего кианита. Используется как коллекционный материал.
II-1	1	г.Пиртима	<i>Амазонит</i> 110	П. Жила мусковит-микроклин-альбитового пегматита протяженностью около 500 м, мощностью до 15 м. Блоки амазонита бледно-зеленого цвета, слабо трещиноватые. Не высокого качества. Прогнозные ресурсы кат. Р ₁ - 660 т.

Строительные материалы
Природные облицовочные камни

I-3,4	1	Боярское	86	П. Площадь включает массивы габбро-норитов и габбро-амфиболитов боярского комплекса: Большая Ламбина, Боярский, Железный и ряд мелких массивов. Породы черного и темно-зеленого цвета. Поисковых работ не проводилось.
I-3	3	Купиовара	86	П. Гранитогнейсы котозерского подкомплекса серого цвета на площади 400х100 м, изучены поисковыми маршрутами м-ба 1:50000 на прилегающей площади 21 кв.км. По декоративным качествам аналог проявления Куземское (III-3-3).Обнаженность слабая, блочность низкая. Перспективны на добычу щебня и мелких блоков. Прогнозные ресурсы P_1 -12 млн.м ³ .
I-3	4	оз.Палоярви	86	П. Полевошпатовые амфиболиты Палоярвинского массива боярского комплекса, массивные, темнозеленого цвета на площади 100х500 м, изучены поисковыми маршрутами м-ба 1:50000. Сырьё имеет мелкоблочный характер. По декоративным качествам аналогично месторождениям «423 км», Чкаловское, Нигрозеро, Левин Бор.
II-1	1	Пиртимское	86	П. Выходы кр/з амфиболитов темнозеленого цвета. Опробованы на декоративность. Вмещающие породы – биотитовые темносерые гнейсы с линзами эпидозитов и гранодиоритов. Проведены поисковые маршруты м-ба 1:10000 на площади 0,5 кв.км. Выделен участок для разведочных работ площадью 100х 100 м. Выход блоков I-III группы – 20-30%. Прогнозные ресурсы амфиболитов P_1 =50-70 тыс.м ³ , гнейсов – P_1 =200 тыс.м ³
II-2	4	Вичанское (губа Нален)	86	П. Расположено в пределах Вичанского массива чарнокитов и гранитов. Площадь 10 кв.км. Породы красноватого цвета, пятнистой текстуры (аналогичны Восточно-Нарвозерскому месторождению). Изучено поисковыми маршрутами на площади 2 кв.км.
II-3	1	Меховая губа (оз.Кереть)	86	П. Массив габбронорита боярского комплекса площадью 500х100 м. Массив и окрестности изучены поисковыми маршрутами на площади 52 кв.км. Породы массива черного и темносерого цвета блочность низкая, обнаженность слабая.
III-3	1	Верхне-Шобозерское	86	П. Несколько массивов габбронорита куземского комплекса площадью около 500х400 м и линзы светло-серых лейкоплагиигранитов среди вмещающих по-

III-3	3	Куземское	86	<p>род. Изучены поисковыми маршрутами м-ба 1:50000 на площади 32 кв.км. Декоративность обеих разновидностей высокая, блочность низкая. Прогнозные ресурсы P_1 – 1 млн. м³.</p> <p>П. Микроклинсодержащие лейкоплагиограниты кухтозерского комплекса мелкозернистые, массивные, белого, бледно-розового до светло-кремового цвета пятнистой текстуры. Декоративные качества высокие, блочность мелкая. Пригодны для производства мелких блоков, полированной плитки и сырья для ПОФ. Изучено поисковыми маршрутами 1:10000 на площади 12 кв.км. Прогнозные ресурсы P_1 – 1,5 млн.м³.</p>
III-3	4	Хаттомозерское	86	<p>П. Массив габбронорита, плагиоклазового лерцолита куземского комплекса черного цвета, среднезернистого, размером более 800х150х5 м. Поисковых работ не проводилось.</p>
IV-2	1	Раягубское (ЮВ бер.оз.Топозеро)	86	<p>П. Массив габбронорита окуневогубского комплекса, серого цвета, среднезернистого. Размеры массива 500х200х10 м. Прогнозные ресурсы P_1 = 0,5-1 млн.м³.</p>

Список
скважин, показанных на геологической карте
четвертичных образований

№ на карте	Характеристика объекта	Источник
1	Скважина гл. 10,0м вскрывает осташковскую морену.	Левин Г.М., Суханов В.А., 1973г.
2	Скважина гл. 14,9м вскрывает осташковскую морену.	Быстрова А.Г., Болотина А.И., 1953г. (скв.30)
3	Скважина гл. 15,8м вскрывает озерно-ледниковые и ледниковые отложения осташковского горизонта.	Родионов В.С., действ.объект СПРЭ (скв. 28)
4	Скважина гл. 20,0м вскрывает флювиогляциальные и ледниковые отложения осташковского горизонта.	Обзор подземных вод Карельской АССР, 1974г.
5	Скважина гл. 7,0м вскрывает озерно-ледниковые и ледниковые отложения осташковского горизонта.	Обзор подземных вод Карельской АССР, 1974г.
6	Скважина гл. 20м вскрывает флювиогляциальные и ледниковые отложения осташковского горизонта.	Обзор подземных вод Карельской АССР, 1974г.

СВОДНАЯ ТАБЛИЦА ЗАПАСОВ И ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Вид полезных ископаемых	Название месторождения, проявления и пр.	Номер на карте	Запасы	Прогнозные ресурсы			Примечания
				P ₁	P ₂	P ₃	
Золото	Димитрия (Димитровская золоторудная зона)	IV-1-5	-	-	33т	-	Утверждены НТС СЗРГЦ и МПР РФ и принята программой «Золото Карелии»
	Хизоварско-Рухнаволоцкий рудный узел	1.0.1	-	-	-	80т	
Кварц стекольный	Рухнаволок	I-2-3	-	300т	6000т	-	
Пегматит керамический	Печной наволок Болотная губа	I-4-4	C ₂ -200 тыс.т	-	-	-	Забалансовые запасы В 1990г. снято с гос.баланса
		IV-2-4	A+B+C ₁ – 1 млн.т	35 тыс.т	25 тыс.т	-	
Кианит	Хизоварское руда кианит	I-1-1	A+B+C ₁ – 2281 тыс.т	10 млн.т	-	-	Забалансов. зап. 21101тыс.т Забалансов. зап. 4311 тыс.т
			C ₂ – 1558 тыс.т A+B+C ₁ – 612 тыс.т C ₂ - 320 тыс.т				
Гранат	Шаривара Верх. Рюжи	I-1-5	-	12 млн.т	-	-	
		I-4-7	-	-	1650 тыс.т	8,1 млн.т	
Мусковит листовой	Пиртозеро Пиртима	I-4-7	A+B+C ₁ - 211т C ₂ – 227т				Забалансов.зап. 358т
		II-1-1	C ₂ – 1562т	5620т	-	-	
Мусковит низкожелезистый	Тиреламбина	I-1-2	-	P ₁ + P ₂ – 150 тыс. т		-	
Поделочные камни амазонит	Пиртима	II-1-1	-	660т	-	-	
Облицовочные камни гранатов.амфиболит чарнокит амфиболит гнейс гранито-гнейс габбро-норит лейкоплагиогранит	«423км»	I-3-7	C ₂ – 2,27 млн.м ³	2,6 млн.м ³	-	-	
	Восточно-Нарвозерское	II-2-5	C ₂ – 0,51 млн.м ³	1,72 млн.м ³	-	-	
	Пиртимское	II-1-1	-	50-70 тыс.м ³	-	-	
	Пиртимское	II-1-1	-	200 тыс.м ³	-	-	
	Купиовара	I-3-3	-	12 млн.м ³	-	-	
	Верхне-Шобозерское	III-3-1	-	1 млн.м ³	-	-	
	Раягубское	IV-2-1	-	0,5-1 млн.м ³	-	-	
Куземское	III-3-3	-	1,5 млн.м ³	-	-		
Диатомит	Амбарная Ламбина		C ₁ – 154 тыс.м ³	-	-	-	Снято с балансового учета
Песчано-гравийный материал	Боярское «1001 км»		A+B+C ₁ – 8218 м ³	-	-	-	
			A+B+C ₁ – 73 тыс.м ³	-	-	-	



23. Бан. Бушмак
23. Бан. Бушмак
23. Бан. Бушмак

23. Бан. Бушмак

23. Бан. Бушмак

