

УДК 551.71(470.22)

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА В ПРИГРАНИЧНОЙ ПОЛОСЕ ФИНЛЯНДИИ И РЕСПУБЛИКИ КАРЕЛИЯ

В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская

Институт геологии Карельского научного центра РАН

В статье рассмотрены особенности геологического строения территории приграничной полосы Республики Карелия и Финляндии, протяженностью 350 км при ширине 50–100 км. Анализ результатов геологического изучения, полученных в последние и более ранние годы с учетом данных космических снимков и геофизических материалов, позволил впервые составить геологическую карту-схему этой территории.

В работе освещено геологическое строение действующих и проектируемых национальных парков и охраняемых территорий Республики Карелия и Финляндии и геологические факторы, влияющие на формирование почвенного покрова и развитие биоты на различных типах пород докембрийского кристаллического фундамента.

Ключевые слова: докембрий, геологические структуры, кристаллические породы, разломные зоны, национальные парки.

V. Ya. Gorkovets, M. B. Rayevskaya. GEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE CRYSTALLINE BASEMENT IN THE REPUBLIC OF KARELIA-FINLAND BORDER ZONE

The authors discuss the distinctive geological structure of the 350 km long and 50–100 km wide Republic of Karelia-Finland border zone. Based on the analysis of the results of early and recent geological study with regard for satellite images and geophysical data, a geological sketch-map of this territory was made for the first time.

The authors describe the geological structure of active and designed national parks and protected areas in the Republic of Karelia and Finland and the geological factors that affect the formation of the soil cover and the development of biota on the various rock types of the Precambrian crystalline basement.

Key words: precambrian, geological structure, crystalline rocks, fault zones, National Parks.

Постановка проблемы

Помимо современных климатических условий, непосредственное влияние на формирование и развитие природной среды имеют так-

же геологические факторы – минеральный состав и химизм древних кристаллических горных пород, тектоническое строение, рельеф, состав рыхлых четвертичных отложений. На площади участков, почти лишенных покрова

рыхлых отложений, минерально-химический состав кристаллических горных пород непосредственно влияет на химизм поверхностных и грунтовых вод и формирование почвенного покрова. В силу того, что в ледниковых четвертичных отложениях транспортировка материала происходила на ограниченное расстояние, состав подстилающих их кристаллических пород сохраняет свое влияние на формирование особенностей рыхлых отложений и почвообразование.

Геологические исследования в приграничной полосе Республики Карелия и Финляндии были начаты в 1993 г. по Российско-Финляндскому проекту «Создание полигона интегрированного мониторинга северо-таежных экосистем на территории ГПЗ „Костомукшский“» и затем были продолжены в 1994–1996 гг. в рамках международной программы по теме «Реализация Российско-Финляндского проекта парка „Дружба“» по разделу Геологическое строение территории парка «Дружба».

В дальнейшем с 1997 по 2000 гг. геологические исследования в приграничной полосе Республика Карелия – Финляндия осуществлялись по международной программе «Инвентаризация природных ресурсов и выделение охраняемых территорий в приграничной полосе между Финляндией и Республикой Карелия», а в 2001–2003 гг. имели продолжение согласно международному проекту между Кайнуу Региональным центром Министерства окружающей среды Финляндии (исследовательский центр парка «Дружба» в Кухмо и Институтом геологии КарНЦ РАН (проект № 157/01/02) по теме «Геологическое изучение приграничной полосы Республики Карелия – Финляндия».

Продолжение этих исследований с 2004 по 2008 гг. осуществлялось по двусторонней международной междисциплинарной программе «Взаимосвязь кристаллических образований фундамента, почв, почвенной фауны, лесных сообществ и растительности в северных таежных лесах», между Региональным центром окружающей среды Финляндии, Карельским научным центром РАН (Институты биологии, геологии, леса), Институтом экологии РАН (Москва), парком «Дружба».

Кристаллические докембрийские образования Карелии, развитые в пределах восточной части Фенноскандинавского (Балтийского) щита, объединяют разнообразные комплексы – от древнейших нижнеархейских с возрастом древнее 3,5 млрд лет до верхнепротерозойских.

Особенности геологического строения территорий Карелии и восточной Финляндии во многом сходны.

На основании анализа результатов геологических и геофизических исследований установлено, что геологическое развитие территории Республики Карелия происходило дифференцированно. Здесь выделяется три блока земной коры, каждый из которых отличается специфическими магнитными, плотностными и сейсмическими неоднородностями, и, соответственно, имеет различия геологического строения, возраста и состава слагающих комплексов, а также их рудоносности. Этими блоками (с востока на запад) являются Беломорский, Карельский и Ладожский.

Все существующие и проектируемые заповедники, национальные парки и заказники располагаются в пределах вышеперечисленных блоков. Причем большая часть охраняемых (или проектируемых к охране) территорий располагается в пределах Карельского блока (кратона), геологически наиболее сложного и занимающего наибольшую часть территории Республики Карелия (рис.).

Биоразнообразие любой территории определяется совокупностью многих факторов – геологическим и геолого-геоморфологическим строением региона, историей его развития, современным климатом и др. Одними из главнейших, базисных факторов являются минерально-химический состав кристаллических комплексов, характер тектонических движений земной коры, особенности выветривания разнообразных горных пород.

Государственная граница между Финляндией и Республикой Карелия пересекает различные по возрасту и вещественному составу геологические комплексы, которые прослеживаются на территориях обеих стран. Для обоснованного составления единой геологической карты-схемы приграничной полосы, проведения уточненных границ между различными комплексами горных пород потребовалось дополнительное геологическое изучение приграничной полосы территории Республики Карелия, а также непосредственные полевые наблюдения и прослеживание пород на сопредельную территорию Финляндии.

Изучаемая территория и методы

Район исследований представляет собой площадь вдоль государственной границы между Финляндией и Республикой Карелия протяженностью 300 км при ширине 60–150 км (см. рис.). Степень ее геологической изученности различна – наряду с детально и

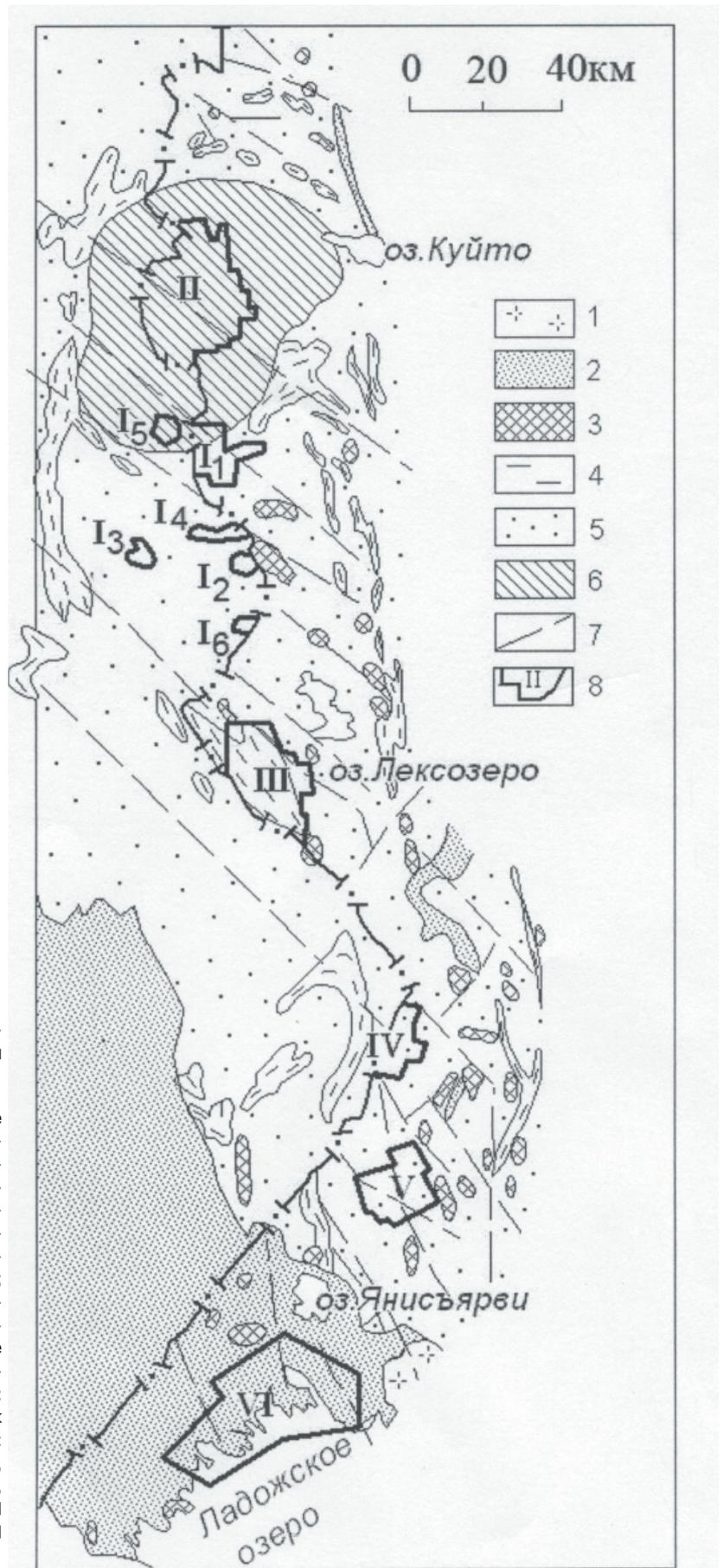


Схема геологического строения приграничной полосы Республики Карелия и Финляндии:

1 – граниты рапакиви; 2 – нижнекарельские толщи: конгломераты, песчаники, сланцы, метабазалты; 2 – плагио-микроклиновые и микроклиновые граниты; 3 – позднеархейские супракрустальные толщи по метаосадкам (биотитовые и амфиболовые сланцы) и вулканитам основного, ультраосновного, среднего и кислого составов, железистые кварциты; 4 – гнейсо-граниты, диориты, мигматиты, тоналиты; 5 – слюдяные и амфиболовые гнейсы, гранулиты, эндербиты; 6 – тектонические зоны; 7 – контуры действующих НП, проектируемых (ПНП) и охраняемых территорий (ОТ): Национальный парк «Дружба» (I), заповедник «Костомукшский» (I₁), охраняемые территории: Элюмиссало (I₂), Лентуа (I₃), Исо-Палонен (I₄), Йортанансало-Лапинсуо (I₅), Улвинсало (I₆), НП «Калевальский» (II), ПНП «Тулос» (III), ПНП «Койтайоки» (IV), ПНП «Толвоярви» (V), ПНП «Ладожские шхеры» (VI)

углубленно исследованными отдельными структурами (Костомукшская, Кухмо-Суомуссалми, Типасъярви), по которым имеется обширная специальная литература, есть участки, для которых составлены мелкомасштабные геологические карты и существуют общие сведения об особенностях их геологического строения. На 50 % территории приграничной полосы в Республике Карелия геологические исследования и геологическое картирование не проводилось. Кроме того, для этой площади нет геофизических гравиметрических и магнитных карт. Опубликованные мелкомасштабные (1 : 1000 000, 1 : 500 000) геологические карты основаны на интерполяции данных по прилегающим изученным геологическим структурам в Финляндии.

В Финляндии, в приграничной полосе, несмотря на наличие геофизических карт, лишь около 45 % этой территории закартировано в масштабе 1 : 100 000 и 1 : 50 000, а на остальную часть имеет только обзорные карты масштаба 1 : 400 000.

Следует отметить, что практически не были непосредственно прослежены геологические границы (контакты) между породными комплексами на участках, где они пересекаются государственной границей.

Для составления единой карты-схемы масштаба 1 : 100 000 наряду с учетом опубликованных сведений были выполнены маршруты с целью уточнения площадей распространения различных типов кристаллических горных пород, а также проведены более детальные геологические исследования с составлением карт-схем масштаба 1 : 25 000 для отдельных реперных участков территории парка «Дружба».

Особенности геологического строения

В кристаллических породах, развитых на исследуемой территории, отражена сложная геологическая история, характер и последовательность событий в которой могут быть скоррелированы с учетом современного состояния их изученности.

Территория приграничной полосы представляет собой восточную часть Карельского кратона, охватывая западную часть Республики Карелия и восточную часть Финляндии. Эта площадь находится в пределах возвышенности Маанселькя, переходящей на юго-востоке в Западно-Карельскую возвышенность, и является водоразделом Белого моря и Ботнического залива. Исследуемая территория в виде широкой полосы северо-северо-западного простирания, протягивающейся более чем на 300 км, в геологическом отношении приурочена

к Западно-Карельской и Восточно-Финляндской структурно-формационным зонам, отличающимся от других зон Карелии и Финляндии своеобразием геолого-тектонического развития и металлогенической специализацией. В геологическом строении площади приграничной полосы принимают участие преимущественно древнейшие архейские геологические комплексы и в значительно меньшей степени протерозойские толщи, перекрытые плащом четвертичных отложений. Кристаллические образования раннедокембрийских комплексов этой территории относятся к трем структурным этапам: гнейсовый и гнейсо-гранитоидный комплекс раннего архея; супракрустальные кристаллические образования и гранитоидные комплексы позднего архея; супракрустальные толщи раннего протерозоя.

Гнейсовый и гранито-гнейсовый комплекс (гранулитовый комплекс) раннего архея, относимый к саамию, является наиболее древним и наиболее глубинным [Кратц, 1963; Геология Карелии, 1987; Mutanen, Nuhma, 2003]. Абсолютный возраст его 3,5 млрд лет. Этот комплекс глубоко преобразован процессами гранитообразования и мигматизации и представляет собой фундамент, на котором залегают осадочно-вулканогенные образования позднего архея (лопия).

В пределах исследуемой территории реликты саамских раннеархейских толщ присутствуют в древнейшем Вокнаволоцком блоке и прослежены от оз. Верхнее Куйто до северной части заповедника «Костомукшский».

Вокнаволоцкий (Войницкий) блок площадью около 5,6 тыс. км² (90 x 65 км) расположен в северо-западной части Фенно-Карельского кратона, имеет почти изометрическую форму, несколько вытянут в северо-восточном направлении (рис.).

В пределах Вокнаволоцкого блока широко развиты древнейшие архейские интенсивно переработанные супракрустальные комплексы с реликтами гранулитовой фации метаморфизма: слюдистые гнейсы – биотитовые, гранат-мусковит-биотитовые амфибол-биотитовые, гранат-силлиманит-двуслюдяные гнейсы; амфибол- и пироксеносодержащие, двупироксеновые амфиболиты и гнейсы, эндербиты. Значительная часть территории блока сложена инфракрустальными комплексами – гнейсо-гранодиоритами, плагиогнейсогранитами, тоналитогнейсами, плагиомикроклиновыми, микроклиновыми, амфибол- и гиперстенсодержащими гранитами-чарнокитами [Лазарев, 1973; Свириденко, 1974; Gorkovets et al., 2000; Gorkovets, Rayevskaya, 2002, 2003]. Все выше-

перечисленные породы наблюдаются в виде различного размера останцов, реликтов в полях мигматитов, гранитов и гранитогнейсов. Первичная природа гнейсов, последовательность их формирования в связи с потерей первоначальных генетических признаков не всегда поддается расшифровке. Широким развитием среди кристаллических образований этого уровня пользуются гнейсо-гранодиориты, слагающие краевые зоны древнейшего Вокнаволоцкого блока. В структуре блока отмечаются многочисленные интрузивные тела долеритов, габбро-долеритов, клинопироксенитов, ориентированные в субмеридиональном, северо-восточном (СВ 40–50°), северо-западном (СЗ 300–310°) направлениях.

В пределах Вокнаволоцкого блока полностью отсутствуют типичные верхнеархейские (лопийские) вулканогенно-осадочные и осадочные образования.

На основании геологических исследований [Gorkovets et al., 2000, Gorkovets, Rayevskaya, 2002, 2003; Горьковец, 2005] и по геофизическим данным [Глубинное строение..., 2001; Magnetic anomaly map..., 2001] установлено, что Вокнаволоцкий блок представляет собой довольно изометричный выступ нижнеархейского кристаллического фундамента, оконтуренный со всех сторон поясом ранне-позднеархейских тектонических долгоживущих разломных зон, служащих путями подъема магматитов для формирования лопийских вулканогенно-осадочных комплексов [Gorkovets, Rayevskaya, 2003].

С востока блок оконтуривает Костомукшский зеленокаменный пояс, с запада – структуры зеленокаменного пояса Кухмо-Суомуссалми. С юга блок окружен юго-восточным ответвлением пояса Кухмо-Суомуссалми и юго-западным продолжением Костомукшской структуры, которые в районе оз. Каменного (оз. Киитехенярви) соединяются полосой интенсивно переработанных и будинированных долеритовых, габбро-долеритовых даек. Эти дайки представляют собой реликты подводных вулканических трещинных каналов, служащих путями подъема магмы для формирования лопийских базальтовых и коматитовых лав зеленокаменных поясов. По унаследованным долгоживущим разломным зонам произошло также внедрение поздних протерозойских интрузивных комплексов долеритов, габбро-долеритов, лампроитов. Дайковый комплекс (сотни даек) субширотного простирания прослежен на расстоянии около 15 км при мощности этой зоны до 10 км.

С севера Вокнаволоцкий блок ограничен реликтами мелких структур, являющихся

продолжением зеленокаменных поясов, Костомукшским с востока и Кухмо-Суомуссалми с запада, представленными интенсивно переработанными лопийскими базальтовыми лавами.

Наличие в центральной части Вокнаволоцкого блока протяженных овально-вытянутых в северо-восточном направлении гравиметрической [Bouguer anomaly map..., 2002] и магнитной [Magnetic anomaly map..., 2001] аномалий обусловлено эволюцией формирования данного участка земной коры. Интенсивная гравиметрическая аномалия отражает наличие здесь подъема верхней кромки «нижней коры» на 15–20 км, что подтверждается на сейсмическом разрезе МОГТ сейсмического профиля 4В [Глубинное строение..., 2001]. В этом блоке на глубинах до 15 км располагаются плотные породы, соответствующие плотности эндербита (2,79 г/см³). Граница блока практически вертикальная до глубины 20 км, что зафиксировано наличием зон разломов и зон милонитизации на границе Вокнаволоцкого и Фенно-Карельского блоков на геофизическом профиле 4В. Присутствие магнитной аномалии, соответствующей контурам гравиметрической аномалии, обусловлено развитием диафоритов по двупироксеновым амфиболсодержащим гнейсам (ассоциация гранулитовой фации). В процессе диафореза из пироксенов (гиперстена-феррогиперстена, салит-авгита) высвобождается железо, которое кристаллизуется в виде магнетита, что обуславливает высокую магнитную восприимчивость диафорированных гнейсов и мигматитов Вокнаволоцкого комплекса.

Второй геолого-структурный уровень на исследуемой территории представлен так называемыми зеленокаменными и белокаменными поясами, а также слагающими обширные площади гранитоидными породами и полями нерасчлененных архейских мигматитов с возрастом 2,9–2,7 млрд лет.

Позднеархейские геологические структуры в настоящее время представляют собой реликты некогда единой архейской (лопийской) подвижной области, породы которой в результате многократных деформаций, метаморфизма, метасоматоза и денудации преобразованы. В современном виде они формируют геологические структуры, каждая из которых относится к определенному формационному типу и имеет собственное название. Так в пределах приграничной полосы находятся зеленокаменные и белокаменные пояса – Костомукшский, Кухмо-Суомуссалми, Типасъярви. Каждая из этих структур возникла в строго определенных геодинамических условиях, имеет характерный

структурный рисунок, формационный вещественный состав и, соответственно, металлогеническую специализацию.

Позднеархейские супракрустальные кристаллические образования в Костомукшском железорудном районе представлены лопийским комплексом метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород с возрастом древнее 2,7 млрд лет. Структурный план Костомукшского железорудного района определяется сочетанием овальных, изометричных или овально-вытянутых купольно-блоковых структур положительного знака, сложенных плагиогранито-гнейсами и разнообразными мигматитами, которые облекаются лопийскими супракрустальными вулканогенно-осадочными толщами. Лопийские толщи образуют сложную систему различно ориентированных, часто сопряженных синклинальных структур, симметричных или резко асимметричных, довольно часто с сорванным одним крылом. Наиболее полный разрез пород выявлен в Костомукшском рудном поле, представляющем собой асимметричную синклинальную структуру субмеридионального простирания протяженностью более 25 км при ширине 4,5–7 км. Западное крыло Костомукшской синклинали сложено моноклинально падающими на восток осадочно-вулканогенными образованиями контоксской серии. Простирание их СВ 10–20° с углами падения (60°) в западной части. На Костомукшском месторождении породы гимольской серии смяты в резко асимметричную по мощности крыльев синклинальную складку. Осевая плоскость складки в северной части месторождения имеет простирание СВ 10–15°, а в центральной части резко меняет свое направление на широтное. Падение пластов слюдястых сланцев и железистых кварцитов в северной части месторождения восточное и юго-восточное, крутое (80–85°), выполаживающееся на глубине 2–2,5 км.

Костомукшская синклиналь рассматривается как сложная структура, образованная в результате сочленения четырех сходящихся синклиналей [Горьковец и др., 1981, 1991; Горьковец, Раевская, 1986, 2004]. Костомукшское железорудное месторождение приурочено к центральной, наиболее погруженной части этой сложной структуры, что подтверждается сейсмическими данными, полученными Н. Г. Романенко, М. Е. Маламудом и Э. В. Муровой [Геология и металлогения., 1981]. Глубина синклинали здесь достигает 6,5 км, тогда как для северной части месторождения – лишь 4,5 км.

Общая стратиграфическая последовательность пород позднеархейских лопийских об-

разований Костомукшского рудного района с возрастом 2,9–2,7 млрд лет представляется в следующем виде (снизу вверх): нюкозерская толща, контокская серия, гимольская серия [Горьковец и др., 1981, 2004; Раевская и др., 1992].

Нюкозерская толща, располагающаяся на крыльях Костомукшской структуры, сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, мусковитовыми, двуслюдяными гнейсами, представляющими собой метаморфизованные песчаники, аркозы, глиноземисто-железисто-кремнистыми кварцитами. Мощность толщи составляет сотни метров.

Контокская серия сложена существенно вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами: метабазами, коматиитами, туфами и туффитами риодацитового состава, магнетитовыми сланцами и кварцитами, углеродсодержащими сланцами. Мощность вулканогенно-осадочной части разреза до 3000 м.

Гимольская серия через архейскую площадную кору химического выветривания налегает на метабазады контоксской серии и представлена исключительно метаморфизованными осадочными породами. В состав гимольской серии входят конгломераты, слоистые слюдястые сланцы (метатурбидиты), углеродсодержащие филлитовидные сланцы, разнообразные железистые (магнетитовые) кварциты. Мощность пород гимольской серии достигает 2500 м.

Супракрустальные образования лопия прорываются архейскими интрузивными телами габбро и габбродолеритов, коматиитов (ультраосновных пород), геллефлинт и плагиопорфиров, гранодиоритов, а также телами гранитов с возрастом 2,75–2,65 млрд лет, которые мигматизируют супракрустальные толщи. Протерозойские интрузивные комплексы представлены селецкими и рапакивиподобными гранитами с возрастом 2,45 млрд лет, дайковыми телами субщелочных лампрофиров, дайками конго-диабазов, алмазоносными рифейскими телами лампроитов и диатремами кимберлитов, возраст которых 1,23 млрд лет [Горьковец, Раевская, 2004].

Зеленокаменный пояс Кухмо-Суомуссалми и продолжающийся от него на юг пояс Типасъярви ограничивают запада территорию наших исследований. Вышеперечисленные зеленокаменные пояса в значительной степени похожи на зеленокаменный пояс Костомукши, но отличаются структурным планом (рисунок структур), частично составом слагающих их пород и металлогенической специализацией.

Зеленокаменные пояса Кухмо-Суомуссалми представляют собой узкие линейно-вытянутые, зеленокаменные структуры субмеридионального простирания. Эти пояса с возрастом пород 3,0–2,68 млрд лет прослежены более чем на 200 км при варьирующей ширине этих геологических структур от 2 до 12 км [Taipale et al., 1983; Luukkonen, 1992].

Основание зеленокаменных поясов представлено гнейсо-гранитами, гнейсо-гранодиоритами и тоналитами интенсивно мигматизированными позднеархейскими плагиогранитами, плагио-микроклиновыми и микроклиновыми гранитами с возрастом 2,74–2,68 млрд лет. Это гнейсо-гранитное основание занимает около 80 % всей исследуемой территории.

Стратифицированный разрез пород зеленокаменных поясов Кухмо-Суомуссалми и Типасъярви в значительной степени характеризуется широким развитием в его составе вулканитов от ультраосновного до среднего и кислого составов с незначительным развитием терригенных пород (метатурбидитов) и хемогенных железисто-кремнистых осадков (магнетитовых кварцитов). Причем, от участка к участку состав и объем вулканитов и количество метаморфизованных терригенных осадков в составе зеленокаменных поясов меняется.

Обобщенный разрез пород зеленокаменных поясов Кухмо-Суомуссалми и Типасъярви может быть представлен в следующем виде (снизу вверх): нижняя часть разреза зеленокаменного пояса Кухмо-Суомуссалми сложена породами группы Луома. В составе этой группы развиты в основном пирокласты кислого, среднего составов и основные вулканиты (амфиболиты). В составе группы присутствуют также пласты метаморфизованных осадочных пород (метаграуваки и слюдистые сланцы). Мощность отложений группы Луома составляет 1000 м.

Средняя часть разреза, преобладающая по мощности этого зеленокаменного пояса, представлена группой Келлоярви, которая сложена базальтами, перидотитовыми и пироксенитовыми коматиитами с тонкими (до 1 м мощности) пластами магнетитовых кварцитов. Мощность вулканитов этой группы 2700 м.

Завершает разрез позднеархейских образований зеленокаменных поясов группа Онтоярви, сложенная существенно метатерригенными осадочными породами – слоистыми слюдистыми сланцами (метатурбидиты), кварцито-песчаниками, конгломератами, углеродсодержащими сланцами, а также кислыми и средними вулканитами (туфами, туффитами). Мощность осадочных пород группы Онтоярви составляет до 500 м.

В районе оз. Тулос и в приграничной полосе восточной Финляндии находится геологическая структура, известная в литературе как Тулосский блок. Данный район на территории Республики Карелия постоянно привлекал внимание исследователей в связи с наличием здесь древнейшего архейского комплекса пород, для которого характерна гранулитовая фация метаморфизма. В итоге исследований сформировались различные точки зрения на возраст геологических комплексов в целом и его отдельных подразделений, генезис слагающих комплекс пород, время и масштаб проявления гранулитового метаморфизма.

Наши геологические исследования российской части этой структуры, продолженные на территории Финляндии, с учетом геофизических данных (гравиметрические и магнитные карты) и ранее проведенных исследований [Свириденко, 1974; Володичев, 1994 и т. д.] дают возможность сделать ряд следующих выводов.

Рассматриваемая структура прослеживается в СЗ направлении на 75 км, при ширине до 40 км представляет собой тектоническую структуру. Здесь проявлен высокобарический метаморфизм пород в условиях гранулитовой фации ($T = 700\text{--}750^\circ$, давление 8–10 кбар) [Свириденко, 1974]. В пределах Тулосской структуры развит супракрустальный позднеархейский лопийский комплекс, сложенный слюдистыми высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами, и в меньшей степени амфиболовыми сланцами и гнейсами по базальтам и коматиитам. Супракрустальные породы прорываются разнообразными гранитами, чарнокитами (пироксеновыми гранитами), комплексом интрузий дифференцированных кварцевых диоритов (санукитоидов) и сиенитов. Значительная часть территории сложена гнейсо-гранитами и мигматитами. Причем, кварцевые диориты (санукитоиды) занимают обширные площади на российской и финляндской территории от участка Саари-Киекки вдоль приграничной полосы исследуемой территории. Все супракрустальные и инфракрустальные комплексы района секутся дайками основного состава (габбро-долериты), жилами пегматитов и сопровождаются проявлением калиевого метасоматоза. Интенсивные северо-западные тектонические движения наложены на супракрустальные комплексы, а также проявлены в архейских тоналитах с формированием в них своеобразной линейной тонко- и микрополосчатой текстуры.

Геологические образования третьего структурного яруса (возраст менее 2,45 млрд лет) на исследуемой территории приграничной

полосы представлены нижнепротерозойским карельским комплексом стратифицированных сариолийских образований структур Саари-Киекки, Лубосалмской, Мотко, свекофенскими образованиями Приладожья с многочисленными дайковыми образованиями основного, ультраосновного-щелочного, ультраосновного состава, а также селецкими гранитами и батолитами рапакививоподобных гранитов участка Кониваара-Мойсиоваара с возрастом 2,43 млрд лет. Сариолийские образования вышеперечисленных геологических структур в геологической литературе рассматриваются как тектонические депрессии, сдвиговые грабены или структуры «pull-apart» [Иогансон, 2005]. Раннепротерозойская структура Саари-Киекки, находящаяся в восточной Финляндии, протяженность которой 21 км при ширине 3–4 км, имеет СЗ 310° простирание и прослежена на территорию Республики Карелия. Породы этой структуры сопоставимы с сариолийскими образованиями Финляндии и Республики Карелия. Вулканогенно-осадочные образования Саари-Киекки с несогласием залегают на позднеархейском гранитоидном фундаменте – плагио-микроклиновых гранитах, гнейсогранитах, мигматитах, гнейсо-гранодиоритах, тоналитах. В составе комплекса, достигающего 1500 м мощности, выделяются вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные терригенные образования. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования представлены коматиитовыми и высокомагнезиальными базальтами, андезибазальтами и андезитами, слюдястыми туфами и туффитами основного (базальтового) составов. Терригенные (осадочные) толщи представлены в основном грубыми слоистыми образованиями – конгломерато-брекчиями, аркозовыми и полимиктовыми конгломератами, аркозовыми песчаниками. В составе обломков конгломератов резко преобладают гранитоидные обломки фундамента.

Породы протерозойской структуры Саари-Киекки слагают южную часть охраняемой территории Элимюссало парка «Дружба».

Тектонические структуры (грабенсинклинали) Лубосалмская и Мотко [Кратц, 1963], несогласно залегающие на гнейсо-гранитах, гнейсо-гранодиоритах, тоналитах и гранитах фундамента архея, представляют собой пологоскладчатые мульды и оконтурены краевыми продольными разломами СЗ 310° простирания. По этим разломам развиты дайковые тела габбро-долеритов. В строении Лубосалмской синклинали принимают участие наряду с сариолийскими, также ятулийские грубые терриген-

ные образования. Сариолийские образования этих структур предоставлены крупногалечными, валунными гранитными конгломератами и конгломерато-брекчиями, состав которых отвечает подстилающим гранитоидам, а также грубозернистыми аркозовыми и крупнозернистыми песчаниками.

Протерозойская структура Лубосалмская прослежена на расстояние 50 км и Мотко на 6 км. Мощность грубообломочных терригенных сариолийских толщ этих структур составляет сотни метров.

Среди протерозойских интрузивных образований на исследуемой территории выделяются батолитовые тела щелочных рапакививоподобных гранитов в районе Мойсиоваара-Кониваара [Luukkonen, 1992]. Размер овальных, округлых тел батолитов от 3 до 10 км в поперечнике. Рапакививоподобные граниты прорывают архейский гнейсогранитный и гнейсо-тоналитовый фундамент. Возраст гранитов, определенный U-Pb изохронным методом по цирконам, составляет 2435 ± 12 млн лет.

В пределах территории приграничной полосы широким распространением пользуются разрывные нарушения, которые формируются при интенсивных деформациях и напряжениях. Возраст разрывных нарушений разный – от древних архейских до современных неотектонических подвижек. Как правило, это долгоживущие тектонические разломы, постоянно подновляющиеся во времени. Чаще направление разновозрастных тектонических разрывных нарушений на данной территории северо-восточное, северо-западное и субширотное. Большинство разрывных нарушений представлено глубинными разломами, которые трассируются телами интрузивных пород различного состава.

Геологическое строение парка «Дружба»

Парк «Дружба» состоит из пяти отдельных территорий в Финляндии и ГПЗ «Костомукшский» в Республике Карелия, имеющего наибольшую площадь (47 500 га).

Заповедник «Костомукшский». Территория сложена древнейшими (раннеархейскими) кристаллическими породами – гнейсодиоритами, гнейсо-гранодиоритами, тоналитами, гнейсогранитами и мигматитами, которые являются фундаментом для вулканогенно-осадочных отложений верхнего архея [Gorkovets, Rayevskaya, 1997]. К наиболее древним породам относятся гнейсодиориты и гнейсо-гранодиориты, развитые у северо-западной границы ГПЗ и на северо-восточном, в меньшей степени на восточном берегу оз. Каменного. Более молодые

по отношению к ним тоналиты и гнейсограниты распространены в центральной и юго-восточной частях заповедника. Позднеархейские породы встречаются в виде узкой полосы лишь у северо-восточной границы заповедника. Они представлены измененными метаморфизованными лавами базальтов.

Характерной особенностью геологического строения ГПЗ «Костомукшский» является высокая интенсивность тектонических движений. Густая сеть взаимопересекающихся разрывных нарушений (разломов) различного возраста и направления очень четко выражена в рельефе местности. По разломам часто образованы желобообразные понижения шириной от нескольких до первых сотен метров, ограниченные крутыми уступами по бортам. Именно тектонические нарушения определяют морфологию озерных котловин и речных долин, в том числе р. Каменной и форму заливов оз. Каменного. В непосредственной близости к разломам под влиянием возникавших повышенных температур и давлений в кристаллических породах резко увеличивается количество тонкоперетертых минералов, происходит замещение плагиоклаза слюдой мусковитом, увеличивается содержание эпидота. При этом соответственно изменяется и химический состав горных пород – снижается содержание щелочей и стремительно возрастает содержание глинозема и кальция. Тектонические зоны в ГПЗ «Костомукшский» являются достаточно древними и долгоживущими, что подтверждается приуроченностью к ним даек пород различного возраста – древних архейских метадолеритов, более молодых протерозойских долеритов, пегматитов, кварцевых жил.

В зонах разломов мощностью 100 м и более значительно увеличивается трещиноватость горных пород, поэтому такие зоны становятся водообильными, а воды в них более минерализованными в сравнении с поверхностными водами, формирующимися за счет атмосферных осадков. Сеть пересекающихся разломов обусловила мелкоблоковое строение территории ГПЗ «Костомукшский» со смещением блоков по высоте относительно друг друга новейшими тектоническими движениями. Это явление наиболее ярко выражено в северной части оз. Каменного и на его северо-восточном берегу, что создает условия, в том числе для выявления здесь [Fedorets, Erukov, 1997] мозаичного узора почвенного покрова.

Тектонические зоны заповедника сохраняют свою активность до настоящего времени, так как они легкопроницаемы и служат каналами

для миграции глубинных газов и ювенильных вод. Доказательством этому служат обнаруженные в зонах разломов минеральные радоновые источники [Горьковец, Раевская, 1997]. Интересно отметить, что именно сеть долгоживущих глубинных разломов на дневной поверхности трассируется многочисленными муравейниками, размеры которых у подошвы достигают 2,6 м в диаметре при высоте 2,0 м. На одном из участков площадью 0,15 км было насчитано 36 таких муравейников.

Охраняемая территория Элюмиссало.

Характерной особенностью геологического строения территории Элюмиссало является то, что здесь развиты два комплекса пород, различающиеся как по возрасту, так и по минеральному и химическому составу [Luukkonen, 1992].

Преимущественное площадное распространение имеют архейские огнейсованные плагио-микроклиновые граниты при ограниченном развитии гнейсо-диоритов.

В юго-западной и южной частях территории развиты более молодые (протерозойские) вулканогенно-осадочные отложения геологической структуры Саари-Киекки. Среди них преобладают осадочные образования, представленные конгломератами и конгломератобрекчиями с прослоями песчаников. К вулканогенным породам относятся перекристаллизованные (метаморфизованные) туфы и лавы коматиитовых базальтов, базальтов, андезибазальтов и андезитов. В них, несмотря на перекристаллизацию, достаточно хорошо сохраняются первичные структуры лав, изливавшихся на дневную поверхность: вариолитовая, миндалекаменная, брекчиевая. Это позволяет не только наблюдать особенности строения отдельных лавовых потоков, но и установить их кровлю.

Главными породообразующими минералами в коматиитовых базальтах, базальтах и андезибазальтах являются амфибол (тремолит-актинолит), хлорит, плагиоклаз (альбит) и биотит. В незначительном количестве присутствуют карбонат и эпидот. В андезитах преобладают кварц и плагиоклаз (альбит) при подчиненном количестве амфибола.

Для химического состава вышеперечисленных вулканитов, в отличие от гранитоидов, характерно более высокое содержание MgO, колеблющееся от 3,74 % до 8 % и достигающее 11 % в коматиитовых базальтах, при содержании CaO от 4,91 до 12,2 %. Из элементов примесей постоянно присутствуют V, Cr, Si, Zn, Ni, S, Ba, Sr [Luukkonen, 1992].

Кристаллические породы, развитые на охраняемой территории Элюмиссало, неоднократно

подвергалась тектоническим деформациям, сопровождавшимся перекристаллизацией минералов.

Охраняемая территория Лентуа охватывает большую часть островов оз. Лентуа. Геологическое строение этой площади изучалось по коренным выходам кристаллических образований преимущественно по периметру охраняемой территории. При характеристике территории Лентуа были использованы геологические материалы [Нурропен, 1978, Luukkonen, 1993].

Особенности геологического строения охраняемой территории Лентуа определяются широким распространением архейских образований, представленных плагио-микроклиновыми гнейсо-гранитами и огнейсованными тоналитами, резко преобладающими в данном районе, при ограниченном распространении гнейсо-гранодиоритов, развитых на северо-западном берегу оз. Лентуа.

Вулканогенно-осадочные образования присутствуют в северо-восточной части территории Лентуа и представлены амфиболсодержащими и слюдистыми сланцами. В амфиболовых сланцах, являющихся измененными при воздействии высоких температур и давлений (метаморфизованными) базальтами, отсутствуют явные признаки вулканогенных пород, но реликты их все-таки сохраняются. Среди амфиболовых сланцев встречаются полосчатые разновидности. Полосчатость линзовидная обусловлена чередованием темных существенно роговообманковых полос 0,2–0,5 см мощностью и более светлых полос полевошпатовогообманковых до 1,5 см мощностью. Полосчатость такого типа является реликтовым признаком текстуры подушечных лав.

Слюдистые слоистые сланцы по минеральному составу подразделяются на ряд разновидностей: биотит-полевошпат-кварцевые светло-серые и кварц-биотитовые, более темного цвета. Для слюдистых сланцев характерна слоистость, обусловленная чередованием прослоев с различным соотношением и размером зерен породообразующих минералов. Мощность прослоев составляет 1–10 см. В слюдистых сланцах наблюдается направленная ритмичная слоистость типа градационной, когда по направлению от подошвы ритма к его верхам уменьшается размер слагающих породы обломочных зерен минералов. Верхи ритмов представлены тонкозернистыми и слюдистыми сланцами, которые через резкую границу (контакт) сменяются более грубозернистыми и нижними частями следующего залегающего выше ритма. Такая ритмичная слоистость,

петрохимические и геохимические особенности слюдисто-полевошпат-кварцевых сланцев свидетельствуют о том, что данные породы обладают признаками осадков флишевого типа.

Метабазальты и слюдистые сланцы, вероятно, представляют собой останцы узких синклинальных структур, фундаментом для которых служат гнейсо-граниты.

Архейские кристаллические образования секутся дайками габбродолеритов, имеющих простирание СЗ – 340°.

Характерной особенностью геологического строения охраняемой территории Лентуа, так же как и в ГПЗ «Костомукшский», является наличие взаимопересекающихся тектонических нарушений, среди которых преобладают разломы СЗ направления. Сеть разломов создает блоковый характер строения территории, определяет морфологию котловины оз. Лентуа, имеющую определенное сходство с оз. Каменным.

Ориентировка разломов и движения по ним влияют на ориентировку склонов. Островам охраняемой территории Лентуа присуще наличие достаточно больших площадей выходящих на дневную поверхность плагио-микроклиновых гнейсогранитов и тоналитов почти лишенных покрова рыхлых отложений. В силу этого кристаллические породы здесь имеют непосредственное влияние на формирование почвенного покрова и химизм поверхностных и грунтовых вод.

Охраняемая территория Исо-Палонен в большей своей части расположена в поле развития тоналито-гнейсов и мигматитов по ним, имеющих типичный для подобных пород состав. Преобладающими минералами являются плагиоклаз (олигоклаз) и кварц, в небольшом количестве присутствуют слюды (биотит, мусковит) и микроклин. Лишь в восточной части территории находится массив розовых плагио-микроклиновых гранитов, который прослеживается далее на восток на территорию Республики Карелия. Наличие массива этих гранитов может внести некоторую контрастность в условия почвообразования. Кроме того, сеть пересекающихся разломов северо-западного и меридионального направления, создающая мелкоблоковое строение, может вызвать локальное изменение условий почвообразования.

Охраняемая территория Йортанансало-Лапинсуо сложена мигматитами, в которых в разных количествах присутствуют порфириобласты дымчатого микроклина, что отражает специфику условий их перекристаллизации при изменении условий метаморфизма. Лишь в южной части территории имеется небольшой массив мигматизированных тоналитов.

Отличительной особенностью геологического строения данной охраняемой территории, кроме однородности преобладающих здесь архейских кристаллических пород, является отсутствие сети взаимопересекающихся тектонических нарушений и соответственно мелкоблокового строения. Отчетливо проявлено только две разломные зоны запад-северо-западного направления. Однородность и монолитность кристаллических пород сказывается соответственно на условиях формирования болота Лапинсуо, придавая им единообразие и относительно стабильные.

Охраняемая территория Улвинсало, охватывающая наименьшую территорию (2500 м²) в парке «Дружба», полностью сложена порфиروبластическими микроклиновыми гранитами по гнейсо-гранодиоритам. Эти породы приобрели свой внешний облик и состав благодаря интенсивно проявленным процессам калиевого метасоматоза, при которых в глубинных условиях при высоких давлениях и температурах происходило химическое взаимодействие растворов со слагающими породу минералами. При этом растворялись прежние и кристаллизовались новые минералы, в данном случае микроклин. Количество вновь образовавшихся крупных (до 4 см) кристаллов микроклина достигло такой величины (> 50 %), что исходные гранодиориты оказались преобразованными в микроклиновые граниты, в которых лишь иногда сохраняются реликты первоначальных пород.

Из тектонических нарушений на территории Улвинсало проявлена система параллельных разломов СЗ направления.

Национальный парк «Калевальский» занимает восточную часть геологической структуры, именуемой Вокнаволоцкий блок. В пределах Вокнаволоцкого блока развиты древнейшие нижнеархейские супракрустальные комплексы – гнейсы амфибол- и биотитсодержащие и инфракрустальные комплексы – гранитоиды, тоналитогнейсы, гнейсогранодиориты с возрастом 3,5 млрд лет.

Характерной особенностью НП «Калевальский» является широкое развитие нижнеархейских супракрустальных образований – биотитсодержащих и амфиболсодержащих гнейсов, сформировавшихся в результате метаморфизма древнейших осадочных и вулканогенных отложений. Эти кристаллические породы в результате полихронных и полигенных неоднократных поздних геологических процессов – метаморфизма, гранитизации, тектонических, складчатых деформаций превращены в разнообразные мигматиты, прорываемые различными гранитами, граноди-

оритами, дайковыми и жильными телами габбро-долеритов.

Характер вещественного состава кристаллических образований, их химический состав, структурные, тектонические особенности влияют на формы рельефа, ландшафтную характеристику территории, распределение перетолженных рыхлых четвертичных отложений, формирование почв и в конечном итоге имеют определенное влияние на живую природу. Практически вся территория НП «Калевальский» сложена древнейшими кристаллическими породами гранитоидного ряда или мигматитами гранитов с повышенными концентрациями в них кремнезема (SiO₂ 60–70 %), натрия (Na₂O 43 %) и пониженным значением MgO, CaO, железа и микроэлементов, что определяет высокие значения кислотности почв. Несколько выше значения CaO и MgO отмечаются в южной части НП «Калевальский» (район оз. Вокнаволок – оз. Пиртоярви – оз. Каменное) на участке развития мигматизированных амфиболсодержащих гнейсов и куста интрузий габбродолеритов, что может положительно отразиться на почвах и соответственно на развитии растительности этого участка. Но в целом на НП «Калевальский» кристаллические породы гранитоидного состава неблагоприятно влияют на биоразнообразие.

Проектируемый Национальный парк «Тулос» располагается в восточной части геологической структуры, известной в литературе как Тулосский блок. В пределах этой структуры развиты позднеархейские образования с возрастом менее 2,9 млрд лет, представленные породами гранулитовой фации метаморфизма, окаймляющиеся позднеархейскими гранитами и диоритами.

В состав позднеархейских образований с возрастом менее 2,9 млрд лет входит гетерогенный комплекс пород, сложенный интенсивно метаморфизованными супракрустальными образованиями. Инфракрустальный комплекс представлен гранитами и дифференцированными гнейсогранодиоритами (сануклитоидами) ряда диорит-гранодиорит-сиенит. Гнейсогранодиориты наиболее широко распространены в восточной части ПНП «Тулос», где в виде полосы шириной 2–9 км он проявляется на протяжении более 40 км.

Микроклиновые, плагиоклазовые, плагио-микроклиновые граниты интенсивно мигматизируют супракрустальные толщи биотит- и амфиболсодержащими гнейсами.

Особенностью геологического строения ПНП «Тулос» является генерализованное развитие структур северо-западного направления

и сопровождающих их проявлением разломных дислокаций. Последним обязана конфигурация главного водоема – оз. Тулос, а также оз. Короппи.

Минеральный и химический состав докембрийских кристаллических обуславливают высокие содержания в них кремнезема, натрия и низкими значениями содержания магния, кальция, калия и микроэлементов. Это повышает уровень кислотности почвы и не способствует расширению биоразнообразия.

Проектируемый Национальный парк «Койтайоки» находится на территории, сложенной архейскими гнейсогранодиоритами и мигматитами плагиомикроклиновых гранитов по ним. Среди этих образований встречаются лишь отдельные выходы мигматитов плагиомикроклиновых гранитов по биотитовым и амфиболовым гнейсам, представляющие собой фрагменты архейских супракрустальных (вулканогенно-осадочных) отложений. На севере, востоке и в южной части ПНП развиты плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты, образующие небольшие самостоятельные массивы, в непосредственной близости с которыми наблюдается максимальная степень мигматизации. В центральной части ПНП незатронутые мигматизацией гнейсодиориты секутся дайками позднеархейских (лопийских) габбро-долеритов, имеющих простирание СЗ 335–340°.

Для описываемой площади характерно интенсивное развитие поздних тектонических нарушений СЗ 310° и меридионального направлений. Причем эти нарушения приурочены к области развития мигматитов плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов по гнейсодиоритам. К этим площадям приурочены пониженные заболоченные участки местности. Овальным контурам массива (около 13 км в диаметре) гнейсо-диоритов, не затронутых мигматизацией и тектоническими подвижками, подчинены с юга и востока – русло р. Койтайоки, на севере – система оз. Кангасъярви и на западе (на территории Финляндии) – берег оз. Сюсьма.

Ландшафтный заказник «Толвоярви» охватывает площадь, где развиты кристаллические породы преимущественно архейского, крайне незначительно протерозойского возраста, перекрытые плащом четвертичных отложений.

Анализ карты магнитометрических материалов для данной площади [Сокол Р. С., 1973; ЗГТ] показал ровный, без всплесков магнитный фон, что может свидетельствовать об отсутствии здесь значительных участков развития супракрустальных лопийских толщ.

Позднеархейские граниты занимают преобладающую площадь и представлены плагиомикроклиновыми, микроклиновыми гранитами, микроклиновыми порфиробластическими гранитами и мигматитами этих гранитов по супракрустальным биотитовым гнейсам. Степень мигматизации супракрустальных образований неравномерная, так что зачастую имеются лишь теньевые мигматиты.

Протерозойские кварцито-песчаники развиты на южном берегу оз. Юляярви. Здесь мелкая синклиальная структура залегает на гнейсогранитном лопийском основании. Интрузивные образования протерозойского возраста представлены дайками габбро-долеритов, имеющими СЗ 310° простирание и протяженность первые сотни метров.

Характерной особенностью заказника является наличие тектонических зон с ярко выраженным проявлением поздних хрупких деформаций северо-восточного и северо-западного направления.

Геологическая характеристика и оценка территории проектируемого Национального парка «Ладожские шхеры». Геологические особенности природного парка «Ладожские шхеры» обусловили возникновение живописнейшего ландшафта его территории. Кристаллические горные породы, являясь ложем, влияли на характер распределения четвертичных озерно-ледниковых осадков. Докембрийские породы парка, различающиеся достаточно контрастно по химическому составу и физическим свойствам, разрушаясь и выветриваясь, вносят свою лепту в формирование почвенного покрова.

Обращает внимание прежде всего такая ярко выраженная черта геологического строения Приладжья, как сочетание гнейсо-гранитных куполов и обрамляющих их протерозойских супракрустальных (вулканогенно-осадочных и осадочных) толщ. Последние в ходе геологической истории под влиянием метаморфизма были перекристаллизованы и в современном облике представлены сланцами и гнейсами. В северной части парка «Ладожские шхеры», где степень метаморфизма ниже, в породах сохраняются признаки первичных текстур (особенности строения лавовых потоков, ритмичная слоистость), позволяющая определять кровлю потоков, кровлю – подошву слоев.

Основным элементом, определяющим весь структурный план района, является наличие около двадцати гранито-гнейсовых куполов размером от 0,5 до 150 км². Купола характеризуются конформностью с породами сортавальской и ладожской серий, окаймляющими эти

купольные структуры и, вероятно, представляющие собой апикальные части слабоэродированного, огромного гранитоидного батолита.

Наиболее древние кристаллические образования в границах территории парка представлены гнейсо-гранитными куполами, которые претерпели глубокие вещественные изменения. В обрамлении куполов развиты протерозойские отложения сортавальской серии, которые объединяют преимущественно перекристаллизованные вулканы основного (базальтового и андезитобазальтового) состава – роговообманковые сланцы и амфиболиты, являющиеся метаморфическими аналогами лав и туфов. В меньшем объеме имеются терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные осадки, преобразованные метаморфическими процессами соответственно в углеродсодержащие слюдястые сланцы и мрамора, местами скарнированные.

Особенности химического состава вулканических сортавальской серии, соотношение содержаний петрогенных компонентов в вулканиках являются характерными для толеитовых базальтов нормальной щелочности.

Отложения сортавальской серии перекрываются резко отличающимися от них по минеральному составу и происхождению отложениями ладожской серии, имеющими широкое развитие на территории парка «Ладожские шхеры».

Ладожская серия объединяет мощные (не менее 3 км) толщи ритмично-переслаивающихся кварцитов, биотит-кварцевых и кварц-биотитовых сланцев, часто содержащих высокоглиноземистые минералы (гранат, ставролит, андалузит), редко присутствуют вулканики. Эти породы являются метаморфическими аналогами флишевых песчано-глинистых и глинистых осадков. В юго-западной части природного парка, где степень метаморфизма возрастает до гранулитовой фации, отложения ладожской серии представлены гнейсами.

Химический состав пород серии свидетельствует, что для слюдястых сланцев и сланцев с высокоглиноземистыми минералами характерно более высокое содержание оксидов алюминия по сравнению с кварцитами и слюдястыми кварцитами.

На протяжении геологической истории в Приладожье и в том числе на площади проектируемого НП «Ладожские шхеры» геотектонические условия менялись. Они предопределяли внедрение соответствующих им по составу и металлогенической специализации комплексов магматических пород. Здесь интенсивно проявлены процессы тектономаг-

матической активизации, сопровождавшиеся специфическим магматизмом и оруденением. На территории Приладожья сконцентрированы рудопоявления и месторождения железа, олова, меди, серебра, вольфрама, редких земель, полиметаллов, апатита, алмазов и других проявлений металлических и неметаллических полезных ископаемых.

Район Приладожья с начала прошлого века вызывал постоянный интерес в научном и горно-промышленном отношении, поэтому достаточно детально и разносторонне изучен [Кратц, 1963; Хазов, 1982; Светов, Свириденко, 1992 и др.]. Составлены геологические карты различного масштаба, разработана стратиграфическая шкала развитых здесь докембрийских образований, изучены особенности литологии, тектоники, метаморфизма кристаллических образований, палеовулканологии, металлогении. Имеющийся обширный материал позволяет полнее выявить влияние геологического строения территории, индивидуальных характеристик различных комплексов на биоразнообразие и современное состояние окружающей среды парка «Ладожские шхеры».

Ландшафт и контуры береговой линии Ладожского озера связаны прежде всего с тектоническими процессами, благодаря которым возникли системы разнонаправленных разломов, в том числе и долгоживущих глубинных. Именно разломной тектонике обязаны своей красотой ладожские шхеры, продолжающиеся на суше в виде узких радующих глаз долин. Последующие процессы выветривания еще более подчеркнули контрастность рельефа. Разломы, в том числе и окаймляющие купольные структуры, являются зонами, в которых создаются благоприятные условия для проникновения глубинных газовых эманаций и радиогенных источников, несущих естественные радионуклиды, представляющие опасность для окружающей среды и жизнедеятельности человека. Это обстоятельство необходимо непременно учитывать при хозяйственной деятельности и особенно при проведении горных работ. Район парка «Ладожские шхеры» густо населен, привлекателен для туристов и отдыхающих, поэтому, при организации новых горных предприятий, независимо от масштаба последних, решающую роль приобретают выводы экологической экспертизы.

Заключение

На основании геологических исследований и с учетом более ранних геологических работ установлено, что практически вся изученная территория приграничной полосы Республики

Карелия – Финляндии сложена архейскими и крайне незначительно протерозойскими образованиями.

В составе архейских комплексов выделены раннеархейские и позднеархейские супракрустальные и инфракрустальные образования.

Раннеархейские комплексы с возрастом древнее 3,1 млрд лет слагают Вокнаволоцкий блок и представлены реликтами супракрустальных образований – слюдястыми и высокоглиноземистыми слюдястыми гнейсами, амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми гнейсами, эндербитами и мигматитами по этим породам разнообразных гранитоидов. Инфракрустальные образования представлены гнейсо-гранодиоритами, тоналитами.

Позднеархейские образования с возрастом 2,7–3,0 млрд лет образуют зеленокаменные и белокаменные пояса, представленные вулканогенно-осадочными (коматииты, metabазальты, андезиты и риолиты) и терригенными (конгломераты, аркозы, слюдястые сланцы по флишевым образованиям), хемогенно-осадочными толщами – железистыми кварцитами. Породы супракрустальных толщ прорываются и мигматизируются разнообразными гранитами преимущественно щелочного ряда, гранодиоритами, тоналитами.

Протерозойские образования с возрастом менее 2,5 млрд лет на исследуемой территории развиты незначительно и представлены геологическими структурами Саари-Киекки, Лубоярвинской, Мотко, телами селецких гранитов, рапаквивидных гранитов участка Мойсиоваара-Кониваара, многочисленными интрузивными дайками, пластово-секущими телами габбродолеритов, долеритов, ультраосновных и ультраосновных-щелочных пород, интрузий кварцевых диоритов, жил пегматитов и т. д.

Вся исследуемая территория разбита многочисленными разновозрастными в большинстве случаев долгоживущими тектоническими разломными зонами северо-восточного, северо-западного, субширотного направлений, контролирующими формирование секущих даек.

Между составом кристаллических горных пород, наложенными на них геологическими процессами и формированием почвенного покрова имеется прямая взаимосвязь. В этом отношении среди важнейших абиотических геологических факторов, обусловленных докембрийским кристаллическим фундаментом, являются два: химический состав кристаллических пород докембрия, подстилающих четвертичные отложения и участвующих в образовании почв, а также тектонические движения, влияющие как на формирование рельефа, так и на

степень проницаемости земной коры. Хорошо известна тесная связь современной растительности с подстилающими горными породами: на гранитоидных и мигматитовых комплексах растительность значительно беднее, чем на участках развития сланцевых толщ, на породах основного и ультраосновного состава, где почвы обогащены кальцием, магнием, калием и микроэлементами. На таких территориях более разнообразен и животный мир.

Авторы выражают искреннюю признательность Раймо Хейккиля за многолетнее сотрудничество и организацию полевых исследований в приграничной полосе на территории Финляндии и директору ГПЗ «Костомукшский» (парк «Дружба», г. Костомукша) за поддержку при проведении геологического изучения акватории оз. Каменного, а также благодарности О. О. Соколан и Г. И. Ильиной за оформление картографических материалов.

Литература

Володичев О. И. Амфиболы-индикаторы условий метаморфизма лопийских зелено-каменных пород Центральной и Западной Карелии // *Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 105–120.

Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. 231 с.

Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. 194 с.

Горьковец В. Я. Вокнаволоцкий блок: Геологическое строение и палеогеодинамическая реконструкция // *Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения*. Материалы научной конференции. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 150–152.

Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф., Инина К. А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: «Карелия», 1981. 143 с.

Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Архейская кора выветривания в районах железорудных месторождений Западной Карелии // *Геология рудных месторождений*. 1986. Т. 28, № 2. С. 101–109.

Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Володичев О. И., Голованова Л. С. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 1991. 174 с.

Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Геоэкологические исследования на территории заведника «Костомукшский» // *Проблемы геоэкологии Карелии*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 45–50.

Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Геология и рудоносность геологических формаций Костомукшского рудного района // *Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия*

образования / Ред. Д. В. Рундквист. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 95–109.

Иогансон Л. И. Присдвиговые осадочные бассейны // Геотектоника. 2005. № 2. С. 66–80.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.; Л., 1963. 210 с.

Лазарев Ю. И., Кожевников В. Н. Структурно-петрологическое изучение гранитизации. Л., 1973. 126 с.

Раевская М. Б., Горьковец В. Я., Светова А. И., Володичев О. И. Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 191 с.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 151 с.

Свириденко Л. П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л.: Наука, 1974. 157 с.

Хазов Р. А. Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. 192 с.

Bouguer anomaly map of the Fennoscandian Shield, Scale 1 : 2 000 000, 2002.

Fedorets N. G., Erukov G. V. Soils and soil cover of the Kostomuksha Nature Reserve // Ecosystems, fauna and flora of the Finnish-Russian Friendship Nature Reserve. Helsinki, 1997. P. 19–23.

Gorkovets V. Y., Rayevskaya M. B. Geology of the Kostomuksha Nature Reserve // Ecosystems, fauna and flora of the Finnish-Russian Friendship Nature Reserve. Helsinki, 1997. P. 11–18.

Gorkovets V. Y., Rayevskaya M. B., Lukashov A. D.

Geology of the proposed Kalevala, Tuulijarvi, Koitajoki and Tolvarjarvi National Parks // Biodiversity of old-growth forest: its conservation in northwestern Russia. Oulu, 2000. V. 58. P. 159–172.

Gorkovets V. Y., Rayevskaya M. B. Geological characteristics and assessment of the study area // Nature complexes, flora and fauna of the proposed Kalevala National Park. Helsinki, 2002. P. 9–10.

Gorkovets V. Y., Rayevskaya M. B. Crystalline basement of Friendship Nature Reserve // Biodiversity and conservation of boreal nature. Proceedings of the 10-year Anniversary Symposium of Friendship Nature Reserve. Kainuu, 2003. P. 62–65.

Hypponen V. Geological map of Finland, Scale 1 : 100 000, 1973; 1978.

Luukkonen E. Geological map of Finland, Scale 1 : 100 000, 1987; 1993.

Luukkonen E. Late Archaean and Early Proterozoic structural evolution in the Kuhmo- Suomussalmi terrain, eastern Finland. Turku, 1992. 113 p.

Magnetic anomaly map of central Finland-Karelia, Scale 1 : 100 000, 2001.

Mutanen T., Huhma H. The 3,5 Ga Siurua thondhemite gneiss in the Archaean Pudasjarvi Granulite Belt, northern Finland / Bulletin of the Geological of Finland. Vol. 75. P. 51–68.

Granulite Belt, northern Finland // Bull. Of the Geol. Soc. Of Finland. 2003. Vol. 75 (1–2). P. 51–67.

Taipale K. ITA-Suomen Arkeoisista granitoideista ja Niihin liittyvista mobildeiniesiintymista. Oulu, 1983. 26 p.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Горьковец Валентин Яковлевич

ведущий научный сотрудник, д. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: gorkovet@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 782753

Раевская Марианна Борисовна

старший научный сотрудник, к. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: gorkovet@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 782753

Gorkovets, Valentin

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian
Academy of Science
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: gorkovet@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 782753

Raevskaya, Marianna

Institute of Geology, Karelian Research
Centre, Russian Academy of Science
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: gorkovet@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 782753