



ЛАДОЖСКАЯ ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА

(ГЕОЛОГИЯ, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ
и МИНЕРАГЕНИЯ)





MINISTRY OF SCIENCE AND HIGHER EDUCATION
OF THE RUSSIAN FEDERATION
FEDERAL RESEARCH CENTRE
KARELIAN RESEARCH CENTRE, RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOLOGY

PROTEROZOIC LADOGA STRUCTURE
(GEOLOGY, DEEP STRUCTURE
AND MINERAL GENESIS)

Executive Editor N. V. Sharov

Petrozavodsk
2020

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КарНЦ РАН

ЛАДОЖСКАЯ ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА
(ГЕОЛОГИЯ, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ
И МИНЕРАГЕНИЯ)

Ответственный редактор Н. В. Шаров

Петрозаводск
2020

УДК 551.72+551.242.5+553.04(470.22)
ББК 26.33
Л15

Авторы:

И. А. Алексеев, А. В. Амантов, М. Г. Амантова, А. В. Бабичев, Ш. К. Балтыбаев, И. В. Бугаенко, А. С. Воинов, Н. С. Голубцова, А. А. Жамалетдинов, С. В. Зайцев, Л. А. Золотая, В. И. Иващенко, Э. В. Исанина, В. Е. Колесников, Т. Г. Короткова, М. В. Коснырева, И. К. Котова, А. Л. Кулаковский, В. А. Куликов, А. М. Ларин, Т. Лехтиля, П. А. Львов, М. В. Минц, Ю. А. Морозов, Т. А. Мыскова, М. Ю. Нилов, Н. Н. Пиманова, О. П. Полянский, П. Ю. Пушкарев, И. И. Рокитянский, А. М. Ручьев, П. А. Рязанцев, А. А. Скороходов, А. И. Смульская, Е. Ю. Соколова, В. А. Спиридонов, К. Сундблад, Я. В. Таран, Т. А. Цветкова, Е. Н. Черемисина, Н. В. Шаров, А. Н. Шевцов, В. В. Щипцов, С. И. Южанинова, А. Г. Яковлев, О. В. Якубович

Рецензенты:

член-корреспондент РАН *К. В. Лобанов*
доктор геол.-минер. наук *В. А. Поселов*

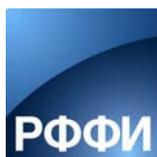
Л15 **Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерация) / Отв. ред. Н. В. Шаров.** – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. – 435 с.: ил. 345, табл. 54. Библиогр. 961 назв.
ISBN 978-5-9274-0849-8

В коллективной монографии на основе анализа и обобщения всей совокупности имеющейся геолого-геофизической информации, накопленной за прошедшие пятьдесят лет, даются современные представления о глубинном строении земной коры Ладожской протерозойской структуры. Сопоставление глубины залегания поверхности Мохоровичича, регионального гравитационного и магнитного полей позволило сделать заключение, что основные тектонические структуры региона – Карельский кратон и Свеккофеннский ороген – различаются по типу их корреляционной связи. Обобщение и комплексная интерпретация накопленных данных по геологии, тектонике, геофизике и минерации позволили выявить новые детали глубинного строения литосферы, уточнить ее состав, возможную геологическую природу и геодинамические условия ее формирования. Дальнейшая детализация полученных зависимостей и привлечение дополнительных геолого-геофизических материалов могут не только послужить основой для решения теоретических вопросов геологии, но и помочь в решении проблем связи между глубинной структурой литосферы и строением верхних горизонтов земной коры, в проведении их металлогенического анализа.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, работающих в области изучения земной коры и верхней мантии докембрийских щитов, а также на студентов, аспирантов и молодых специалистов, интересующихся тайнами земных глубин.

УДК 551.72+551.242.5+553.04(470.22)
ББК 26.33

*Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 19-15-00014
Издание РФФИ не подлежит продаже*



The modern concepts of the deep crustal structure of the Proterozoic Ladoga Structure, based on analysis of available geological and geophysical information obtained over the past 50 years, are presented in the present joint monograph. Comparison of the depths of occurrence of the M-discontinuity and regional gravity and magnetic fields has led the authors to conclude that the main tectonic structures of the region, i.e. the Karelian Craton and the Svecofennian orogen, differ in a correlation type. The integrated interpretation of available data on geology, tectonics, geophysics and mineral genesis has made it possible to better understand the deep lithospheric structure, to re-determine its composition, possible geological origin and the geodynamic conditions of formation. Further detailed study of the relationships revealed and additional geological and geophysical data may provide a basis for approaching theoretical geological problems, cast light on a relationship between the deep lithospheric structure and the structure of upper crustal horizons and contribute to their metallogenic analysis.

The book is meant for a wide circle of experts in the study of the earth crust and upper mantle of Precambrian shields, as well as students, postgraduates and young specialists wishing to unveil deep earth's mysteries.

*Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research, grant 19-15-00014
The edition of the RFBR isn't subject for sale*

ISBN 978-5-9274-0849-8

© Коллектив авторов, 2020
© ФИЦ «Карельский научный центр РАН», 2020
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2020



Памяти
Виктора Андреевича Глебовицкого
(26 января 1935 г. – 18 августа 2017 г.)

18 августа 2017 г. ушел из жизни Виктор Андреевич Глебовицкий – замечательный человек, советский и российский геолог, специалист в области геологии докембрия, физико-химической петрологии, геологии твердых полезных ископаемых, член-корреспондент РАН (1991), советник РАН.

Виктор Андреевич Глебовицкий родился 26 января 1935 г. Сразу после окончания Ленинградского горного института в 1958 г. поступил на работу в ЛАГЕД (впоследствии ИГГД) на должность старшего лаборанта. С 1961 г. работал научным сотрудником, с 1968 г. – заведующим лабораторией метаморфизма (ныне – лаборатория петрологии). С 1991 по 2006 г. работал в должности директора института. В 1991 г. ему было присвоено ученое звание члена-корреспондента РАН. Являлся заведующим кафедрой петрографии геологического факультета (ныне Институт наук о Земле) СПбГУ, входил в составы Ученых советов ИГГД РАН и СПбГУ, был председателем Диссертационного совета Д.002.047.01 при ИГГД РАН. Автор более чем 300 статей, 18 монографий. С 1985 г. – председатель Балтийской секции Научного совета АН СССР по проблемам комплексных исследований земной коры и верхней мантии.

Геологическое сообщество потеряло высококвалифицированного специалиста, активного исследователя, хорошего товарища, достойного, доброго, отзывчивого человека.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Северное Приладожье занимает юго-восточную часть Ладожско-Ботнического геоблока Фенноскандинавского (Балтийского) щита. Структурно-геологическая позиция геоблока определяется пространственной приуроченностью к обширной Свекофеннской складчатой области, прослеживающейся из Приладожья в широтном и северо-западном направлениях через Финляндию в Швецию, а в южном и юго-восточном – в пределы Русской плиты. Геоблок на северо-востоке граничит с Карельским мегаблоком, через Ладожско-Ботническую (Раахе-Ладожскую) шовную зону (ЛБЗ), которая по космоснимкам прослеживается от центральных районов Русской плиты до северо-восточного побережья Ботнического залива. На северо-западе, юге и юго-востоке геоблок ограничивается ниже-среднерифейскими авлакогенами, соответственно, Ботническим, Финским (заливами) и Ладожским (или Пашско-Ладожским), в составе Балтийско-Беломорской рифтогенной системы.

Комплексные геофизические исследования вдоль международного геотрансекта Евро-3 (EU-3), который пересекает крупнейшие тектонические структуры Баренцевоморской плиты, Фенноскандинавского щита, Балтийской синеклизы, Западно-Европейской плиты, позволили получить новые данные об особенностях глубинных внутрикоровых разрезов разных блоков. Аномальную внутрикоровую структуру имеют Ладожско-Ботническая и Тейссейра-Торнквиста шовные зоны [Литосфера..., 1987]. Для них устанавливается общая характеристика в физических полях: повышенные значения ΔT и теплового потока, приуроченность эпицентров землетрясений и затухания сейсмических волн; смена уровня или степени дифференцированности современных движений земной коры. В сейсмических разрезах эти зоны отличаются повышенной расслоенностью, перестройкой раздела М, увеличением мощности (до 10–15 км) переходного слоя в низах коры и глубины до границы М (50–60 км).

В мае 2017 г. в Петрозаводске на базе Института геологии Карельского научного центра РАН состоялась Всероссийская конференция с международным участием «Глубинное строение и геодинамика Приладожья». Главной темой конференции являлось изучение связей между параметрами глубинных геофизических аномалий и строением геологических структур, наблюдаемых на дневной поверхности в раннепротерозойских мобильных поясах древних кратонов на примере Ладожско-Ботнической зоны (ЛБЗ) Фенноскандинавского щита. Центральным объектом изучения стало Северное Приладожье. Геолого-геофизические исследования этой минерагенической провинции имеют важное фундаментальное и прикладное значение. На основе заслушанных докладов и опубликованных тезисов конференция рекомендовала подготовить к печати книгу «Ладожская протерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения)», отв. ред. В. А. Глебовицкий, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов.

В предлагаемой читателю коллективной монографии предпринята попытка систематизации результатов многолетних исследований в Приладожье, дополненных новейшими данными. Работа позволила выявить детали глубинного строения земной коры, уточнить ее состав, структуру и скоростной разрез, увязать геофизические поля с особенностями вещественного состава глубоких горизонтов коры, недоступных для наблюдений в других районах.

Книга не претендует на однозначное толкование всех аспектов многоплановой информации. Естественно, что при подготовке к изданию отдельных глав, составленных различными специалистами, «стоящими» нередко на разных геологических платформах, не удалось достигнуть единства взглядов на полученные результаты. Редколлегия сочла разумным сохранить авторские трактовки фактических материалов, существующие в научной среде альтернативные взгляды. Для более тщательной и непротиворечивой интерпретации результатов геолого-геофизических материалов необходимо: продолжение научных исследований, постановка систематических наблюдений и активная дискуссия по основным вопросам строения и эволюции Ладожской протерозойской структуры, затронутым в работе.

Издание монографии стало возможным благодаря конструктивной работе и плодотворному сотрудничеству, зачастую за счет энтузиазма и личного времени, большого коллектива геологов и геофизиков из научных и производственных организаций Апатитов, Киева, Москвы, Новосибирска,

Петрозаводска, Санкт-Петербурга, Турку, длительное время принимавших участие в исследованиях Ладожской протерозойской структуры. Ответственными за подготовку отдельных глав были: Ш. К. Балтыбаев, Ю. А. Морозов (глава 1), А. А. Жамалетдинов, Е. Ю. Соколова, Н. В. Шаров (глава 2), В. И. Иващенко, В. В. Щипцов (глава 3). Фамилии всех авторов и разделы, в работе над которыми они участвовали, указаны в содержании.

Таким образом, в этой книге представлен обобщенный материал по геологическим, геофизическим, минерагеническим работам, которые проводились на площади Ладожской протерозойской структуры на протяжении нескольких десятилетий. Монография дает ответы на важные вопросы, а научные результаты, методы работ и приобретенный опыт могут быть использованы на практике в более широком плане, т.е. при изучении глубинного строения щитов. Некоторые частные вопросы решались при финансовой поддержке РФФИ (инициативные и экспедиционные гранты 14-05-10042; 14-05-00188; 14-05-91763; 15-05-01214; 15-05-08169; 16-05-00486; 16-05-00543; 16-05-00975; 16-05-01012; 17-05-00848; 18-05-00528), а также при выполнении Госзаданий.

Авторы благодарны официальным рецензентам главному научному сотруднику Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН), члену-корреспонденту РАН К. В. Лобанову и заместителю генерального директора по геофизике ФГБУ ВНИИОкеангеология, докт. геол.-минер. наук В. А. Поселову, сделавшим ряд ценных замечаний по рукописи. В книге учтены пожелания рецензентов.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

- АМТЗ – аудиомагнитотеллурическое зондирование с использованием звуковых вариаций естественного электромагнитного поля (частоты от 1 до 2000 Гц)
- БМ – благородные металлы
- БЩ (ФЩ) – Балтийский щит (Фенноскандинавский щит)
- ВЕП – Восточно-Европейская платформа
- ВСЕГЕИ – Всероссийский геологический институт
- ВСП – вертикальное сейсмическое профилирование
- ВЧР – верхняя часть разреза
- ВЭЗ – вертикальное электрическое зондирование на постоянном токе
- ГСЗ – глубинное сейсмическое зондирование
- ЕЭП – естественное электрическое поле
- ИГ КарНЦ РАН – Институт геологии Карельского научного центра РАН
- КК – Карельский кратон
- ЛБЗ – Ладожско-Ботническая зона
- ЛС – Ладожская структура
- МВСД – метод внешнего скользящего диполя с осевым расположением питающего диполя
- МВСК – метод внутреннего скользящего контакта
- МИС – морская изотопная стадия
- МОВ – метод отраженных волн
- МОВЗ (МРС) – метод обменных волн (метод разведочной сейсмологии)
- МОГТ (ОГТ) – метод общей глубинной точки
- МПВ – метод преломленных волн
- МПГ – металлы платиновой группы
- МТЗ – магнитотеллурическое зондирование с использованием медленных вариаций естественного электромагнитного поля (периоды от 1 до 10 000 с)
- НСП – непрерывное сейсмоакустическое профилирование
- ОПВ – общий пункт возбуждения
- ПВ – пункт взрыва
- ПК – пикет
- ПМ – поверхность Мохоровичича
- РБС – Развитая Балтийская стадия
- РЗЭ – редкоземельные элементы
- ^YРЗМ – редкоземельные элементы иттриевой группы
- РМА – региональная магнитная аномалия
- СГ – метод срединного градиента на постоянном токе
- СГ-3 – Кольская сверхглубокая скважина
- СГГ – слой Голицына-Гейко
- СД – Северный домен Приладожья
- СМР – сейсмическое микрорайонирование
- ТМЦ – тектоно-магматический цикл
- ТП – тепловой поток
- ТТГ – тоналит-трондьемитовые гнейсы
- ЮД – Южный домен Приладожья
- al – коэффициент глиноземистости $Al/(\sum Fe+Mg)$ (ат. кол.)
- Alm – альмандин
- Amph – амфибол
- An – анортит

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

And – андалузит
Ann – аннит
Bt – биотит
Cal – кальцит
Chl – хлорит
Cpx – клинопироксен
Crd – кордиерит
CSAMT – control source audiomagnetotellurics (частотное зондирование в поле контролируемого источника электромагнитного поля)
DC – direct current (постоянный ток)
Di – диопсид
Dol – доломит
Eas – истонит
 $f = \text{Fe}^{\text{tot}} / (\text{Fe}^{\text{tot}} + \text{Mg})$ (ат. кол.)
For – форстерит
Grs – грассуляр
Grt – гранат
Hbl – роговая обманка
Hy – гиперстен
Kfs – калиевый полевой шпат
LREE – легкие редкоземельные элементы
 $\text{Mg\#} = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{\text{tot}})$ (ат. кол.)
Ms – мусковит
Mt – магнетит
Opx – ортопироксен
Phl – флогопит
Pl – плагиоклаз
Prp – пироп
Qtz – кварц
REE – редкоземельные элементы
Sid – сидерофилит
Sil – силлиманит
Spl – шпинель
St – ставролит
Trm – тремолит

ГЛАВА 1

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

1.1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СВЕКОФЕННСКОГО ОРОГЕНА И КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА, СЕВЕРНЫЙ И ЮЖНЫЙ ДОМЕНЫ ПРИЛАДОЖЬЯ

Геологические структуры Северного Приладожья представляют собой юго-восточное продолжение породных ансамблей Раахе-Ладожской тектонической зоны [Геологическое развитие..., 1970] Фенноскандинавского щита в зоне стыка эpiarхейского Карельского кратона с палеопротерозойским Свекофеннским подвижным поясом или, как его иначе называют, Свекофеннским орогеном (рис. 1.1).

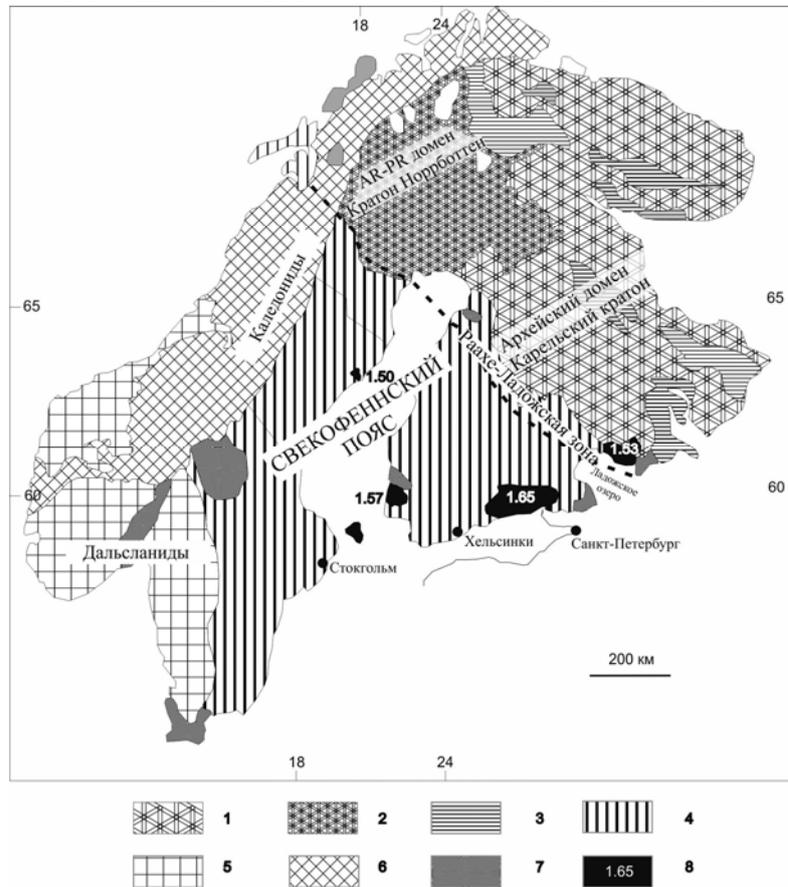


Рис. 1.1. Схема размещения основных разновозрастных тектонических блоков Фенноскандии:

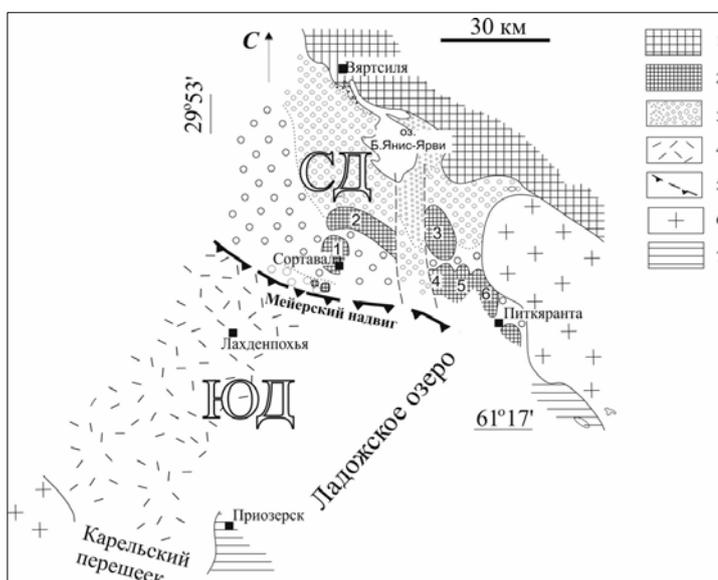
1, 2 – области преимущественного развития пород архейского возраста; 3 – зеленочаменные пояса архея и протерозоя; 4 – преимущественно палеопротерозойские породы, в том числе перекрывающие архейский фундамент; 5 – породы преимущественно готской орогении (дальсландия); 6 – преимущественно каледониды; 7 – депрессии с осадочным комплексом послепротерозойского возраста; 8 – крупные массивы гранитов рапакиви и их возраст в млрд лет. Пунктирная линия определяет границу, к юго-западу от которой не найдены породы архейского возраста

Приуроченность супракрустальных пород либо к перикратонной зоне с архейским инфракомплексом, либо к протерозойскому блоку свекофеннид определила многие особенности геологического строения и состава толщ: литологическое разнообразие, термальность и тектонические режимы эволюции, уровень и продолжительность метаморфических преобразований и т.п. Латеральная и глубинная тектоническая неоднородность строения региона отразилось также на специфике и интенсивности магматизма, проявленного от зоны стыка как на север, так и на юг. Именно благодаря такой пространственной неоднородности и контрастному проявлению геологических процессов оказалось продуктивным выделение в Приладожье двух крупных доменов: Северного и Южного (рис. 1.2), эволюция которых существенно различается в раннем протерозое. Эти домены сочленяются по тектоническому шву, описанному ранее как зона Мейерского надвига [Балтыбаев и др., 1996].

Северный домен (СД) охватывает юго-восточную окраину архейского Карельского кратона, где супракрустальные толщи сложены раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными породами, которые залегают на архейских преимущественно гранито-гнейсах и совместно с ними прорваны протерозойскими интрузиями габброидов и гранитоидов возраста 1.89–1.79 млрд лет и моложе. Отдельные фрагменты допротерозойских пород в виде останцов архейского фундамента находятся в ядрах сложнодислоцированных окаймленных гранито-гнейсовых куполов, которые помимо Приладожья прослеживаются на северо-запад на территории Финляндии.

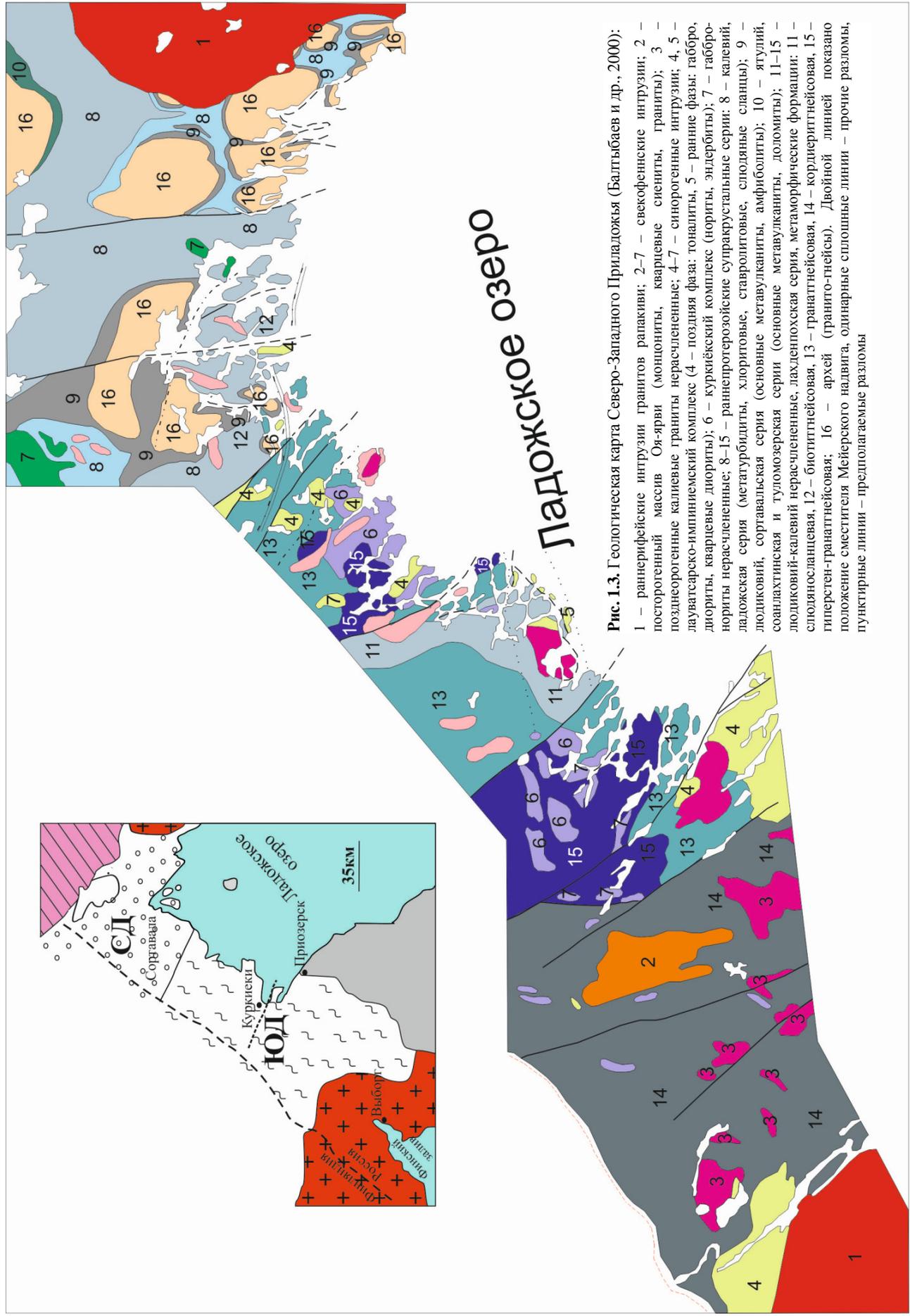
Рис. 1.2. Схема сочленения двух доменов Северного Приладожья:

1 – архейские породы Карельского кратона; 2 – фрагменты архейского фундамента в ядрах гнейсовых куполов (номера выделены купола: 1 – Сортавальский, 2 – Кирьявалахтинский, 3 – Коккасельский, 4 – Импилахтинский, 5 – Мурсульский, 6 – Питкярантский); 3 – раннепротерозойский низко-, среднетемпературный метаморфизованный вулканогенно-осадочный комплекс (возрастание уровня метаморфизма отражено увеличением значков крапа); 4 – раннепротерозойский метаморфический комплекс, состоящий из метаосадков, редких метавулканитов и плутонитов, в области высокотемпературного метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации; 5 – Мейерский надвиг, отделяющий породы Южного домена от Северного; 6 – граниты рапакиви; 7 – рифейский платформенный чехол. СД, ЮД – Северный, Южный домены



Супракрустальный комплекс СД сложен в основном раннепротерозойскими метавулканитами сортавальской и метатурбидитами ладожской серии, испытавшими зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, нарастающий к югу от зеленосланцевой фации до амфиболитовой со спорадическим появлением анатектической мигматизации пород.

Северной геологической границей СД являются выходы гранито-гнейсов Карельского кратона, а южная граница примерно совпадает с выходами наиболее южных гранито-гнейсовых куполов с архейским протолитом в ядрах. Эта граница проходит субширотно от о. Хавус – юг мыса Импииниemi на западе и южнее г. Питкяранты на востоке, где срезается Салминским массивом гранитов рапакиви (рис. 1.2, 1.3). Основные черты геологического строения описываемого домена определяют широко развитые здесь купольные структуры, крупнейшими из которых являются: Коккасельская, Сортавальская, Кирьявалахтинская, Импилахтинская, Питкярантская, Мурсульская, которые входят в серию протяженных на северо-запад гряд [Brun, 1980] и проявлены на территории Финляндии (купола Орависало, Соткума, Липери, Контиолахти и др.). Ранее достаточно детально изучалась история тектонического развития территории СД [Предовский и др., 1967; Судовиков и др., 1970; Казаков, 1976; Мигматизация и гранитообразование..., 1985; Морозов, 1999 и др.], и, в частности, характеристике этих ярких геологических структур было уделено значительное внимание. В развитие указанных исследований, в данной монографии этим структурам также посвящен отдельный раздел, синтезирующий новейший материал.



Ладожское озеро

Рис. 1.3. Геологическая карта Северо-Западного Приладожья (Балтыбаев и др., 2000):

- 1 – раннерифейские интрузии гранитов ралакиви; 2–7 – свекофенские интрузии; 2 – построгенный массив Оя-ярви (монзониты, кварцевые слениты, граниты); 3 – позднеорогенные калиевые граниты нерасчлененные; 4–7 – синорогенные интрузии; 4, 5 – лаватсарско-импильемский комплекс (4 – поздняя фаза: тоналиты, 5 – ранние фазы: габбро, диориты, кварцевые диориты); 6 – куркиский комплекс (нориты, эндербиты); 7 – габбро-нориты нерасчлененные; 8–15 – раннепротерозойские супракратальные серии: 8 – калевий, ладожская серия (метатурбидиты, хлоритовые, ставролитовые, слюдяные сланцы); 9 – лодиковый, сортавальская серия (основные метавулканы, амфиболиты); 10 – ятулий, соанлахтинская и туломозерская серии (основные метавулканы, доломиты); 11–15 – лодиковый-калевий нерасчлененные, ладонпохская серия (основные метавулканы, доломиты); 11 – лодиковосланцевая, 12 – биотититнейсовая, 13 – гранатитнейсовая, 14 – кордирититнейсовая, 15 – пилеретен-гранатитнейсовая; 16 – архей (гранито-гнейсы). Двойной линией показано положение сместителя Мейерского надвига, одинарные сплошные линии – прочие разломы, пунктирные линии – предполагаемые разломы

Южный домен (ЮД) входит в состав Свекофеннского пояса и сложен осадочными и вулканогенными породами. В большинстве они метаморфизованы до гранулитового уровня и практически повсеместно сильно мигматизированы. Из-за интенсивного преобразования и утери стратиграфических маркеров супракрустальные породы ЮД хотя и объединены в лахденпохскую метаморфическую серию, но тем не менее рассматриваются как высокотемпературные аналоги осадков ладожской серии. Породы ладожской серии на юге, на территории Карельского перешейка России (рис. 1.3), срезаются Выборгским массивом гранитов рапакиви, а с севера их область распространения несколько условно ограничивается осевой частью шовной зоны Мейерского надвига.

Эти протерозойские толщи ладожской серии образуют ряд наиболее южных выходов коренных пород собственно Фенноскандинавского щита, а далее к югу сведения о составе и строении дофанерозойского фундамента доступны лишь по результатам бурения [Балтыбаев и др., 2006] или геофизическим данным из-за перекрытия их мощным чехлом фанерозойских отложений.

По своему геологическому строению ЮД частично соответствует зоне линейной складчатости [Судовиков и др., 1970]. Структуры в ЮД простираются преимущественно на ЮВ-СЗ, местами меняя ориентировку на субширотное направление. Большинство шарниров складок разного порядка ориентированы круто или вертикально.

Время осадконакопления, магматизма и метаморфизма пород домена определяется как раннепротерозойское (1.9–1.8 млрд лет). Существенным обстоятельством для понимания специфики геологических комплексов ЮД является не только отсутствие здесь пород архейского возраста, но также и отсутствие вулканитов сортавальского стратиграфического уровня: формационный состав развитых в этом районе супракрустальных образований соответствует, в основном, метаморфическим аналогам раннепротерозойских турбидитов.

На основании литологии раннепротерозойских толщ в пределах ЮД выделяются две зоны: 1) где развиты толщи с преобладанием метаграувакк, мергелистых пород и метавулканитов известково-щелочного ряда [Балтыбаев и др., 2004а], 2) где преобладают метапелиты и умеренно глиноземистые металевролиты [Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев и др., 2002; Балтыбаев, Левченков, 2005]. Породы обеих зон интенсивно мигматизированы: в первой зоне мигматиты преимущественно натровые (плаггиомигматиты), во второй – только калиевые.

Таким образом, ЮД от СД Приладожья отличается резко высоким уровнем метаморфизма и ультраметаморфизма, а также наличием многочисленных интрузивных тел, в том числе не имеющих аналогов в СД. Однако главнейшее отличие заключается в том, что для ЮД не известны ни геологические, ни геохронологические свидетельства архейского этапа развития, т.е. здесь встречаются только продукты палеопротерозойского этапа корообразования.

Мейерская надвиговая зона

Зона сочленения вышеописанных двух доменов имеет выраженную тектоническую природу и выделена как Мейерская зона, которой присущи яркие структурно-вещественные особенности. В ней, например, преобладают субширотные структуры пологого расланцевания и полосчатости [Балтыбаев и др., 1996, 2000], почти не характерные в массовом развитии на другой площади Северного Приладожья. Полосчатость, полого падающая на юг и юго-запад, выражена чередованием Grt-Bt, Crd-Bt-Crd, Grt-Orх гнейсов, мигматитов и кристаллических сланцев, несущих признаки диафторических изменений. Пологая сланцеватость ориентирована параллельно полосчатости. В зонах пластического сдвига поверхности сместителей характеризуются концентрацией бластомилонитов с линзовидно-полосчатой текстурой. Такие структурные особенности ярко проявлены, например, южнее о. Хавус.

Формирование разномасштабных (сотни метров – первые км) стержневых тел гранитоидов – также отличительная черта этой зоны (рис. 1.4). Гранитные тела в пределах зоны надвига испытали сильное растяжение и ориентированы параллельно мономинеральной и агрегатной линейности с пологим падением на юг и юго-запад. Такую же ориентировку имеют шарниры мелких изоклинальных складок.

Площадным среднемасштабным картированием установлено, что Мейерская зона протягивается в субширотном направлении не менее чем на 40 км при ширине около 20 км (истинная мощность 6–8 км). Границы зоны проводятся несколько условно по переходу от преобладания пологопадающих структур над крутопадающими. Северная граница зоны проходит в северо-западном субширотном направлении примерно по середине Сортавальского купола, для которого установлено вертикальное залегание северного крыла при пологой ориентировке (до 30–40°) южного. Южная

граница зоны проходит субпараллельно северной в районе зал. Меклахти (пос. Реускула). В таком объеме ширина Мейерской зоны надвига составляет около 20 км. Для восточной части Приладожья (районы пос. Импилахти – г. Питкяранта) оценить мощность надвиговой зоны не представляется возможным, так как большая ее часть находится под акваторией Ладожского озера. Можно лишь констатировать, что породы южного обрамления Мурсульского, Питкярантского и Импилахтинского куполов имеют пологое залегание с падением на юг, а ориентировка структур у северных бортов этих куполов вертикальная или субвертикальная. Эти данные позволяют предполагать, что тектоническое соотношение свекофеннид и пород перикратонной зоны принципиально одинаковое как в западной, так и в восточной части (район г. Питкяранты) Северного Приладожья. Примечательно, что северная часть Мейерской зоны отличается присутствием небольших окаймленных гнейсовых куполов, северные борта которых крутопадающие, в то время как южные – пологие, т.е. эти структуры сильно деформированы и на основании геологических наблюдений можно выделить, по крайней мере, две генерации пологих структур: первая – это опрокинутые изоклинальные складки, а вторая – зоны сдвиговых деформаций, интерпретируемые как поверхности надвигов.

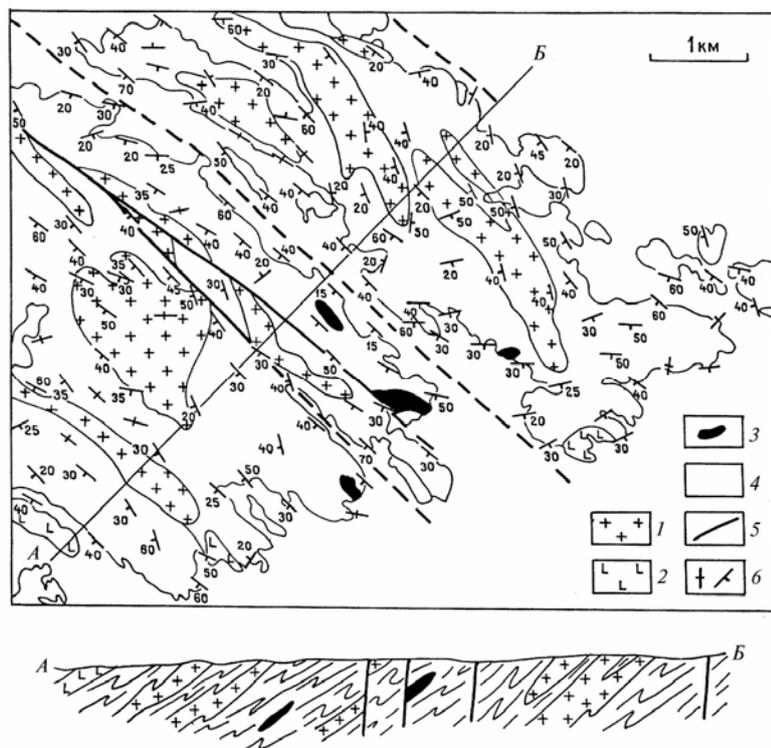


Рис. 1.4. Геологическая схема южной части зоны Мейерского надвига (западное побережье Ладожского озера, к югу от о. Хавус):

1 – метаграниты и метаплагиограниты (1.88–1.87 млрд лет); 2 – метадиориты и метагаббро (1.88 млрд лет); 3 – эндербиты (1.89–1.88 млрд лет); 4 – гнейсы и мигматиты; 5 – геологические границы тел; 6 – элементы залегания (сланцеватость и/или полосчатость)

Как уже указывалось, в пределах Мейерской зоны фиксируется скачок метаморфизма. В северной части толщи ладожской серии отвечают среднетемпературной амфиболитовой фации, где в мусковитсодержащих гнейсах появляются первые генерации лейкосом мигматитов. В южной части повсеместно обнажаются породы гранулитовой фации, они сильно мигматизированы как на ранней, так и на поздней стадии метаморфизма и ретроградно изменены. Эти регрессивные процессы наиболее интенсивно проявлены внутри Мейерской зоны, что позволяет коррелировать их с формированием зон пологого рассланцевания.

Резкие изменения различных параметров толщ (состав, возраст субстрата, уровень метаморфизма и т.п.) происходят по середине Мейерской зоны, что позволяет интерпретировать эту границу как разрывное нарушение. Это нарушение выражено зоной пластического течения в вязкой среде и относительным смещением по разрыву двух соседних пластин. Морфология границы зоны смещения и ее ориентировка характеризуют сместитель как поверхность пологого надвига, по которому глубоко метаморфизованные толщи ЮД надвинуты на менее метаморфизованные толщи СД. Изменения метаморфических пород, такие как замещение высокотемпературных парагенезисов низкотемпературными (например, обильное появление слюд, амфиболов, исчезновение граната за счет замещения биотитовыми и биотит-плагиоклазовыми ассоциациями и т.п.), связаны с тектоническими деформациями и повышенной флюидной активностью при взаимодействии смещенных блоков. Признаки тектонического транспорта толщ с юга на север подтверждаются различными фактами, в числе которых:

увеличение давления минералообразования к северной границе ЮД, что фиксируется по результатам минеральной и углекислотной геобарометрии [Балтыбаев и др., 2000], появление декомпрессионных минеральных реакций (например, Grt → Орх + Pl симплектиты) и т.п. В зоне надвига, затрагивающей породы СД, также сильно проявлена метаморфическая переработка ранних минеральных парагенезисов с образованием парагенезисов биотит-мусковитовых гнейсов и парагенезисов более низкотемпературных фаций [Балтыбаев и др., 2000, 2009].

1.2. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

1.2.1. Введение. Архей. Нижний и верхний карелий

Породы региона относятся к архею, нижнему и среднему протерозою.

Архейские породы (2.6–2.7 млрд лет) распространены только в северной части изучаемого региона и служат фундаментом для перекрывающего супракrustального комплекса раннепротерозойского возраста, который представлен здесь главным образом породами двух серий – сортавальской и ладожской. Накопление вулканического и осадочного материала указанных двух серий занимает приблизительно возрастной интервал от верхнего ятулия до калевия (от ~2.1 до ~1.8 млрд лет), которые в соответствии с региональным подразделением стратиграфической шкалы докембрия Северной Евразии относятся к карелию в составе его нижней и верхней частей (рис. 1.5).

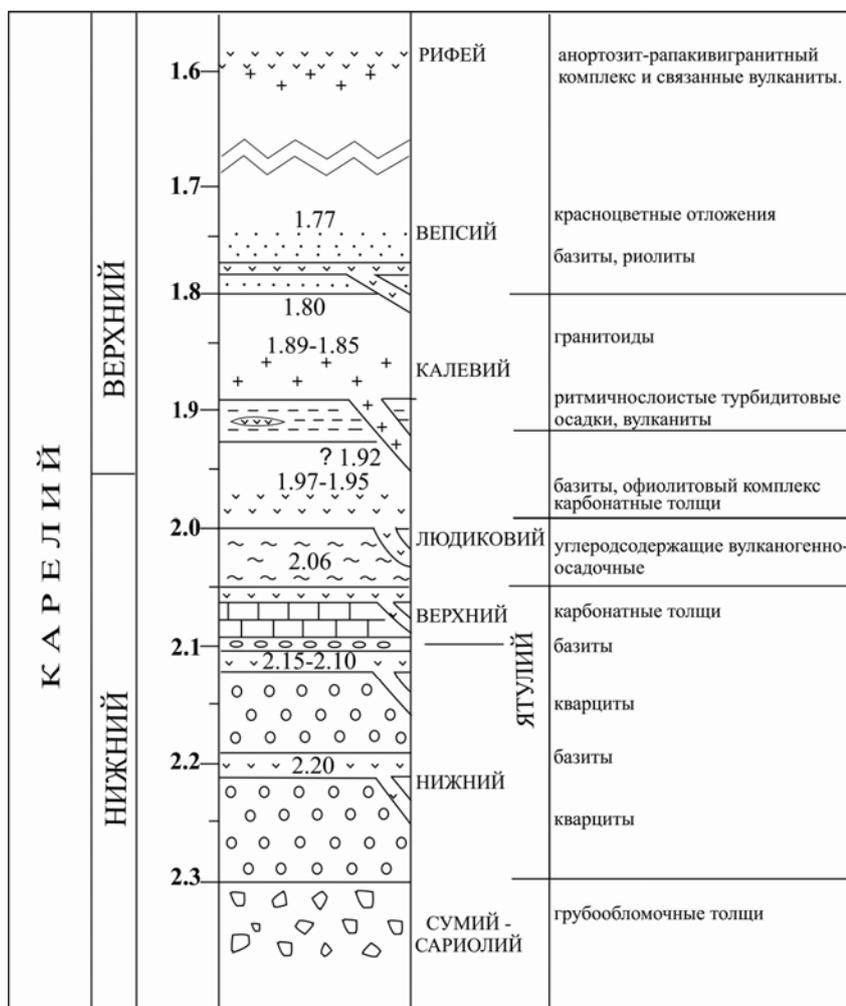


Рис. 1.5. Стратиграфические подразделения нижнего протерозоя юго-восточной части Фенноскандии (Российской Карелии и соседней территории Финляндии). Цифры показывают возраст пород в млрд лет. В правой колонке приведены названия наиболее характерных типов пород и не отражают всего литологического разнообразия разрезов

Породы архейского возраста

Архейские породы, помимо относящихся к собственно Карельскому кратону, слагают в Северном Приладожье ядра окаймленных куполов [Предовский и др., 1967; Судовиков и др., 1970]. Кроме гранито-гнейсов в ядрах куполов присутствует широкий спектр пород от лейко- и мезократовых гнейсов до биотит-амфиболовых плагиогранитогнейсов и мигматитов разного состава и генезиса. Гнейсам подчинены кристаллические сланцы основного и среднего состава. Преимущественное же развитие получили среднезернистые лейко- и мезократовые биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы (гранито-гнейсы) и плагиомигматиты с очень резко выраженной сланцеватостью, вызванной их чрезвычайно сильной деформацией. Породы эти смяты в сжатые, изоклинальные складки разных порядков.

Скорее всего, гнейсы и мигматиты образовались в ходе метаморфизма и ремобилизации древних гранитов и плагиогранитов, что было неотрывно связано со структурно-деформационными изменениями пород инфра- и супракомплексов. Хотя в многочисленных работах, посвященных окаймленным гнейсовым куполам, после пионерской работы П. Эскола [Eskola, 1949] приводятся разнообразные данные о природе протолита, внутреннем строении куполов и их соотношении с окружающими осадочно-вулканогенными толщами [Судовиков, 1954; Судовиков и др., 1970; Вгун, 1980; Лобанов, Поликарпов, 1984; Сеница, 1984; Черноморский, 1984; Полянский, Ефремов, 1989; Морозов, Гафт, 1985; Морозов, 1999 и др.] и существует полярность мнений о генезисе этих образований, большинство исследователей не отрицает присутствие в ядрах куполов архейского протолита. Это доказывается также U-Pb TIMS датированием навесок цирконов гранито-гнейсов, например, Сортавальского и Коккасальского куполов – 2700 млн лет [Тугаринов, Бибилова, 1980]. Позднее для гранитов ядра Кирьявалахтинского купола был определен архейский возраст уже локальным (SIMS) U-Pb датированием циркона – 2723 ± 5 млн лет [Вревский, 2006]. Несколько моложе, хотя также архейским, оказался возраст гранитоидов Питкярантско-Койринойского купола – 2659 ± 15 млн лет [Мыскова и др., 2012].

Таким образом, можно считать, что в Северном Приладожье группа пород архейского возраста сформировалась в интервале 2.66–2.72 млрд лет назад.

В региональном масштабе во всей полосе сочленения архейских кратонов (Карельского и Норботтенн) со Свеккофеннским поясом соотношения пород архейского и протерозойского возраста в целом сходны с наблюдаемыми в Северном Приладожье, хотя и не исключена локальная специфика.

В районе Лофотен-Вестерален в Норвегии наиболее древние докаледонские (предшествовавшие тектоническим покровам) супракрупные породы сложены известково-щелочными вулканитами промежуточного состава. Они имеют возраст около 2.70 млрд лет и пересекаются гранодиоритами и гранитами возраста около 2.60 млрд лет [Selbekk, Eklund, 2002]. Часть супракрупных пород региона имеет возраст 2.10–1.83 млрд лет. Все эти породы метаморфизованы в амфиболитовой и гранулитовой фациях и прорваны многочисленными интрузиями 1.80–1.70 млрд лет назад [Griffin et al., 1978]. В частности, указанные интрузии образуют анортозит-мангерит-чарнокит-гранитный комплекс, время формирования которого U-Pb методом по циркону и монациту определено как 1800–1790 млн лет [Corfu, 2000].

Породы архейской возрастной группы известны в нескольких проявлениях в окрестностях городов Боден и Лулеа в Швеции. Они занимают объемы от небольших (несколько метров) ксенолитов в протерозойских интрузиях до многокилометровых блоков, которые сравнительно не затронуты протерозойскими процессами. Например, архейские породы в районе Вален-Альхалм к юг-юго-западу от Лулеа [Lundquist et al., 1996] выходят на поверхность площадью около 30 км² и могут быть подразделены на два главных типа: 1) тоналит-трондьемитовые гнейсы север-северо-восточного простирания (8 × 2 км), занимающие центральную часть выходов, и 2) разгнейсованные граниты, обрамляющие тоналит-трондьемитовые гнейсы с севера и востока. Цирконы в тоналитах определяют их U-Pb возраст как 2710 ± 3 млн лет, а цирконы порфирированных гранитоидов имеют U-Pb возраст 2655 ± 4 млн лет [Lundqvist et al., 1996]. Архейские породы прорваны протерозойскими дайками возраста 1.89 и 1.80 млрд лет. В окрестностях Баллингбергет небольшой фрагмент (>75 × 150 м) гранитов имеет цирконовый U-Pb архейский возраст 2638 ± 19 млн лет [Wikström et al., 1996] и прорван плутонами возраста 1.89–1.88 млрд лет [Selbekk, Eklund, 2002].

Как правило, архейские породы маркируются на аэромагнитных картах зоной пониженной намагниченности, так как в них преобладают фельзические минералы.

Доминирующий тип архейских пород – гранитоиды, которые на диаграммах Q-P [Debon, LeFort, 1982] попадают в поле от гранодиоритов до монцодиоритов. Основная масса пород представлена микроклином, серицитизированным плагиоклазом, кварцем, биотитом и роговой обманкой. Часты микроклин-пертиты, иногда окаймленные плагиоклазом; встречаются также включения призматического плагиоклаза. В виде аксессуарных минералов встречаются сфен, циркон, апатит, а также титаномагнетит или ильменит. Другим распространенным типом архейских пород является «полосчатый гнейс», который значительно меняет свой состав и соответственно классифицируется как трондьемит, гранодиорит, тоналит, габбро (тоналит-трондьемитовые гнейсы).

Несмотря на некоторую вариацию в составах пород архейской группы, преобладают практически везде огнейсованные или порфириовидные гранитоиды.

Отметим, что даже если архейский фундамент обнажается далеко не везде под покровом протерозойских отложений, его присутствие хорошо проявляется по изотопным маркерам в протерозойских интрузиях или даже осадках. Особенно четко удастся проследить влияние архейского фундамента на геохимические параметры перекрывающих их супракрустальных пород при изотопно-геохимическом анализе интрузий, расположенных перпендикулярно простиранию границы новообразованной свекофеннской коры. Контаминация протерозойских интрузий архейским материалом устанавливается путем анализа, например, изменения величин ϵ_{Nd} от положительных значений в протерозойской части коры к отрицательным в области развития архейской коры, перекрытой протерозойскими осадками. В качестве порогового значения для переходной зоны между архейской и протерозойской корой было определено значение $\epsilon_{Nd}(t = 1.8-1.9 \text{ млрд лет})$ от -3 до 0 . Такая картина изменения величины $\epsilon_{Nd}(t = 1.9 \text{ млрд лет})$ в целом типична для всей зоны сочленения пород Свекофеннского пояса с древними породами на территории как России, так и скандинавских стран.

Нижний и верхний карелий

Нижнекарельские отложения Приладожья образуют серию выходов в наиболее северной – Вяртсильской зоне. Там они представлены платформенными отложениями, изученными в районе оз. Малое Янисъярви и в прилежащих районах Финляндии. Разрезы в этой части слабо изменены при свекофеннском орогенезе, и интерпретация последовательности и соотношения толщ не вызывает каких-либо серьезных разногласий [Материалы..., 1982]. Согласно выводам А. А. Предовского [Предовский и др., 1967], обобщившего данные А. Ф. Демидова, В. А. Соколова, Л. Н. Потрубович, О. Н. Онищенко, Л. Я. Харитонов, К. О. Кратца и др., этот разрез расчленяется на три подразделения. В существующих стратиграфических схемах они обозначены как нижний ятулий, верхний ятулий и людиковый.

Нижний ятулий представлен янгозерской свитой (мощность 800–850 м), отличающейся преобладанием кварцитов и кварцито-песчаников, в низах которых развиты конгломераты и гравелиты, залегающие на архейском фундаменте.

Верхний ятулий, представителем которого может служить туломозерская свита (мощность до 400 м), включает пестроцветные доломиты и известняки с подчиненным количеством песчаников и сланцев.

Людиковый, представленный соанлахтинской свитой (мощность – первые сотни м), состоит преимущественно из биотит-кварцевых сланцев и филлитов, нередко сульфид- и углеродсодержащих, с подчиненным количеством карбонатных пород и кварцитов. Отложения людиковийского возраста известны и в Сортавальской зоне, где они приурочены к границам выступов архейского фундамента. Они состоят из метаморфизованных обломочных пород – аркозовых песчаников и кварцитов с подчиненным количеством известняков. В ряде мест описано трансгрессивное, с базальным аркозовым горизонтом, налегание этих образований на гранито-гнейсы архейского фундамента [Синица, 1984; Светов, Свириденко, 1992 и др.].

Разрез ятулия-людиковия в соседних районах Финляндии близок к описанному выше, хотя принятые финскими коллегами схемы расчленения могут несколько отличаться [Pekkarinen, 1979; Marmo et al., 1988; Kohonen, Marmo, 1992]. В подошве ятулия на финской территории местами выделяются грубообломочные отложения, относимые к сариолию.

Верхняя часть ятулия характеризуется резким перепадом изотопного состава углерода, а именно – снижением содержания $\delta^{13}C$ [Karhu, 1993]. Эту особенность стали в дальнейшем находить и в других местах и использовать для региональной корреляции. Перепад приходится на возрастной интервал 2.11–2.06 млрд лет, что может быть связано с деструкцией досвекофеннской коры, образованием океанического бассейна и сопряженными изменениями в составе мирового океана и атмосферы.

В разных частях нижнепротерозойского разреза встречаются покровы, силлы и дайки базальтоидов. Они подробно изучены на финской территории, где выделено несколько генераций основных пород [Vuollo et al., 1992]. Ранние низкоглиноземистые метатолиты (каръялиты) известны в нижнем ятулии, их возраст составляет около 2.2 млрд лет. Следующая группа представлена железистыми толитами с возрастом 2.10–2.12 млрд лет; к ним, в частности, относится вулканическая формация Кольола, залегающая в кварцитах верхней части нижнего ятулия [Pekkarinen, Lukkarinen, 1991]. В составе верхнего ятулия выделена вулканическая формация Оттола; ее изотопный возраст не определен, но по аналогии с занимающей сходное положение в разрезе формацией Койвусари (из окрестностей Куопио) он принимается равным 2.06 млрд лет [Pekkarinen, Lukkarinen, 1991]. Таким образом, верхний ятулий укладывается полностью в возрастной интервал между 2.10 и 2.06 млрд лет, и его границы хотя и не совпадают точно с названными значениями, но в определенной степени приближаются к ним. Как указывалось, этот интервал примечателен изотопными отношениями углерода в карбонатах. Самая поздняя серия толеитовых даек, рассекающих ятулий, имеет возраст 1.97 млрд лет [Vuollo et al., 1992], что совпадает с возрастом известных офиолитов Оутокумпу и Йормуа, относимых нами к низам верхнего карелия.

Разрезы нижнего и верхнего карелия изучены в разных местах как в России, так и в соседних странах. Например, стратиграфическое расчленение пород пояса Перапохья в Финляндии выполнено достаточно надежно [Perttunen et al., 1995] и дает хорошее представление об осадконакоплении в рассматриваемый период.

Супракрустальные породы пояса Перапохья делятся на две основные группы: Кивало и Пааккола. Более ранняя возрастная группа Кивало состоит из кварцит-доломитовой ассоциации с редкими прослоями вулканитов основного состава. Представление о возрасте осадочной толщи можно получить по данным Sm-Nd определения возраста метабазальтов, залегающих в кварцитовой толще. Метабазальты имеют толеитовый состав, геохимические параметры характеризуются низкими содержаниями несовместимых элементов. Sm-Nd изохронный возраст базальтов по 16 образцам определен как 2103 ± 50 млн лет [Nuhma et al., 1990]. Для указанной породы получено значение $\epsilon_{Nd} +4.2$. Это довольно высокое значение по сравнению с величинами ϵ_{Nd} других мафических пород пояса Перапохья, которые находятся в пределах $-1.6-0$ [Nuhma et al., 1990]. Для группы Пааккола характерны глинистые и черные сланцы и в меньшей степени метавулканиты основного состава. Эти группы в целом коррелируются с ятулием, а верхи разрезов – с калевием.

Ряд магматических пород (комплекс Хаапаранта), прорывающих толщу осадочных пород пояса Перапохья, имеет раннепротерозойский возраст. Например, монцодиоритовый массив Каакомо комплекса Хаапаранта имеет конкордантный U-Pb возраст по циркону, равный 1880 ± 2 млн лет [Perttunen, Vaasjoki, 2001].

Заслуживают внимания осадочные разрезы провинции Шеллефтео в Швеции, находящиеся примерно на одной широте с Северным Приладожьем. Одним из основных типов пород провинции являются вулканиты группы Шеллефтео [Bergstrom, 2001], которые содержат большое количество массивных сульфидных руд. С вулканитами тесно ассоциируются породы гранитоидного комплекса Йорн. Вулканические породы группы Шеллефтео были датированы в разное время как 1882 ± 8 млн лет [Welin, 1987], 1889 ± 4 и 1884 ± 6 млн лет [Billström, Weihed, 1996]. Эти оценки возраста вулканитов практически точно совпадают с возрастом гранитоидов комплекса Йорн [1888–1886 млн лет, Wilson et al., 1987; Weihed, Schoberg, 1991]. Но есть и более древнее значение возраста для одного из плутонов комплекса – 1907 ± 13 млн лет [Bergstrom et al., 1998].

Благодаря наличию хорошо сохранившихся частей разрезов ятулийского-калевийского стратиграфических уровней эти отложения неплохо изучены на территории России и в соседних странах, далее будут представлены некоторые новые достижения в этой области.

1.2.2. Протерозой, сортавальская серия

В зоне сопряжения юго-восточной части раннепротерозойского Свекофеннского подвижного пояса и архейского Карельского кратона, вдоль его южного края, проявлены многочисленные куполовидные выступы гранито-гнейсов, обрамленные раннепротерозойскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными метаморфизованными комплексами. Толщи в составе этих комплексов слагают нижний интервал стратиграфического разреза межкупольного заполнения.

Достоверное стратиграфическое расчленение нижнепротерозойского разреза возможно только к северо-востоку от надвига Мейери вне области гранулитового метаморфизма и ультраметаморфизма. Эта часть разреза в Северном Приладожье выделена К. О. Кратцем [1963] в ранге сортавальской серии, при этом метапесчано-сланцевые толщи верхней части разреза отнесены им к ладожской серии. В более поздних публикациях указывается, что «...породы сортавальской серии рассматривались Л. Н. Потрубович в составе двух разновозрастных свит – питкьярантской и соанлахтинской...» ([Светов, Свириденко, 1992, с. 23–24] со ссылкой на работу [Харитонов, 1966]). Отмечается [Кратц, 1963; Хазов, 1982], что существенно амфиболитовая питкьярантская свита слагает обрамление гранито-гнейсовых куполов, а доломито-сланцевая соанлахтинская распространена вдоль южного края Карельского массива, к северо-востоку от купольных структур (рис. 1.6).

В дальнейшем в многочисленных публикациях [Светов, Свириденко, 1992; Иваников и др., 1997; Матреничев и др., 2004; Матреничев, Матреничев, 2010 и др.] в качестве сортавальской серии обсуждают осадочно-вулканогенные толщи Сортовальского поднятия (в обрамлении *сортавальской группы куполов* северо-западного Приладожья, преимущественно Кирьявалахтинского купола, см. рис. 1.6). В северо-восточном Приладожье (Питкьярантское поднятие и, соответственно, *питкьярантская группа куполов*), где мощность указанных толщ существенно уменьшается, их традиционно именуют питкьярантской свитой, которая представляет здесь сортавальскую серию [Металлогения Карелии, 1999].

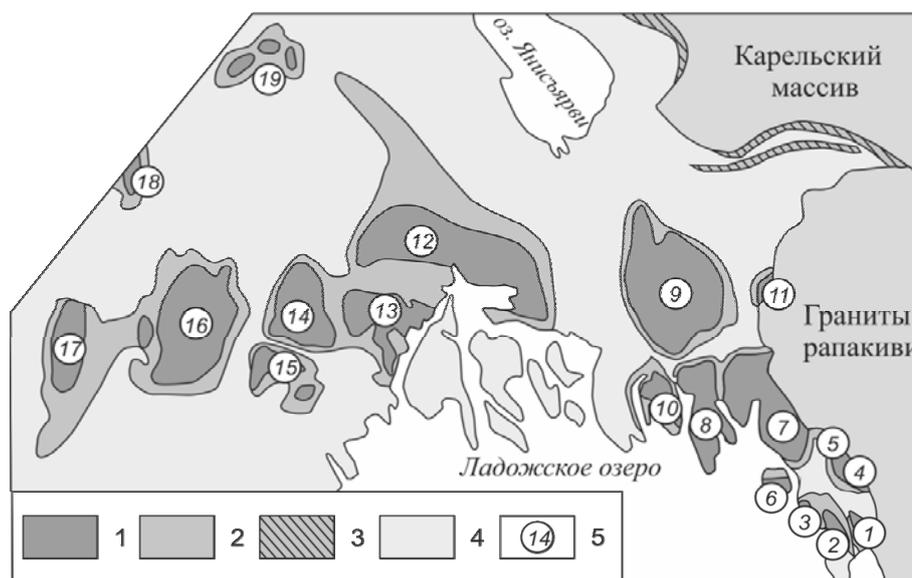


Рис. 1.6. Схема размещения гранито-гнейсовых купольных структур на территории Северного Приладожья (на основе схемы геологического строения Северного Приладожья [Хазов, Иващенко, 1979]):

1 – гранито-гнейсы купольного ядра (AR-PR); 2 – осадочно-вулканогенные комплексы сортавальской серии и питкьярантской свиты в обрамлении купольного ядра (PR₁); 3 – доломиты и сланцы соанлахтинской свиты (PR₁); 4 – ладожская серия; 5 – купола *питкьярантской* (1–11) и *сортавальской* (12–19) групп: Уксинский (1), Ристиниемский (2), Хепосельский (3), Люпикковский (4), Винбергский (5), Пусунсарский (6), Койринойско-Питкьярантский (7), Мурсульский (8), Коккосельский (9), Импилахтинский (10), Юканкосковский (11), Кирьявалахтинский (12), Сортовальский (13), Йокирантский (14), Мейерский (15), Латвасюрско-Менсунварский (16), Пюхьярвинский (17), Раяйокский (18), Яккимский (19)

Соотносимые с сортавальской серией метаморфизованные вулканогенно-осадочные и вулканогенные комплексы залегают на гранито-гнейсах архейского фундамента и на породах ятулийского надгоризонта нижнего карелия, перекрываются терригенными толщами ладожской серии калевийского надгоризонта. Таким образом, возрастная позиция сортавальской серии соответствует людиковийскому надгоризонту (возрастные границы – 2100–1920 млн лет [Общая стратиграфическая..., 2002]) верхнего карелия. Датировки протерозойских цирконов метатолитовых даек, которые рассматриваются как подводящие каналы сортавальских вулканитов, ограничиваются рамками 1.95–1.97 млрд лет [Ранний докембрий..., 2005].

Сортавальская серия (1950 м) развита в обрамлении сортавальской группы гранито-гнейсовых куполов. Здесь строение серии наиболее детально изучено в северо-восточном и южном обрамлении Кирьявалахтинской купольной структуры [Светов, Свириденко, 1992; Иваников и др., 1997; Матреничев и др., 2004; Матреничев, Матреничев, 2010 и др.], где разрез характеризуется максимальной мощностью и наименьшей степенью метаморфических преобразований. В сводном разрезе серии в обрамлении Кирьявалахтинского гранито-гнейсового купола, по данным А. П. Светова и Л. П. Свириденко [1992], выделяется четыре толщи. Первая (200 м) с перерывом перекрывает гранитоиды и гранито-гнейсы архея, сложена аркозовыми метапесчаниками и гравелитами, переходящими вверх по разрезу в полевошпатовые метапесчаники. Завершается толща метатуфами, туфоалевролитами и карбонатно-кремнистыми породами.

Вторая и третья вулканогенные толщи (суммарно 1400 м) разделены горизонтом карбонатсодержащих сланцев. Вулканиды представлены толеитовыми метабазальтами, реже метаандезибазальтами с единичными прослоями туфов и металав андезидацитов. В разрезе металав отмечаются редкие прослои кремнистых пород и углеродсодержащих сланцев. Заканчивается разрез серии четвертой (350 м) толщей переслаивания потоков метабазальтов, карбонатных, кремнистых и углеродистых сланцев. Изотопный возраст вулканидов сортавальской серии, определенный U-Pb методом по цирконам, равен 1970 млн лет [Иваников и др., 1997].

По уточненной схеме расчленения пород сортавальской серии [Матреничев и др., 2004] в северном обрамлении Кирьявалахтинской гранито-гнейсовой структуры выделяются три толщи. Нижняя вулканогенно-осадочная толща (800 м) сложена метаалевролитами, углеродистыми метаалевролитами, аркозовыми кварцитопесчаниками, скарнированными породами, метатуфами, подушечными и массивными лавами метабазальтов. Непосредственный контакт с гранито-гнейсами, по-видимому, не установлен. В основании разреза широко распространены разнообразные скарноиды. Обращает на себя внимание большая мощность метатерригенных пород – 470 м [Матреничев и др., 2004]. Средняя толща сложена метаосадочными породами и метавулканидами повышенной щелочности от трахиандезибазальтов до трахитов с преобладанием метаморфизованных трахиандезитов и трахиандезибазальтов общей мощностью 250–350 м. Фациальная изменчивость разреза, наличие взрывных образований и жерловых фаций эруптивного центра указывают на их образование в результате извержений центрального типа в субаэральных условиях. В разрезе верхней вулканогенно-осадочной толщи преобладают метаморфизованные туфы и лавы основного и ультраосновного составов с сериями коматиитов, коматиитовых базальтов и базальтов. Ее разрез завершается горизонтами углеродистых метаалевролитов с линзами мраморов. Общая мощность пород верхней толщи составляет не менее 500 м. Таким образом, суммарная мощность пород сортавальской серии здесь составляет не менее 1650 м.

В последние годы [Матреничев, Матреничев, 2010] для пород, залегающих в основании сортавальской серии, получены Sm-Nd изохронные возрасты, наиболее древний из которых – 2213 ± 30 млн лет, что соответствует ятулийскому надгоризнту (нижний карелий).

Наиболее полные и хорошо обнаженные разрезы пород сортавальской серии, включая питкьярантскую свиту, можно наблюдать в районах (с запада на восток): Рускеала – Мраморная Гора, Теньярви – Харлу, северное обрамление Импилахтинской купольной структуры (оз. Неувосенлампи), Пуусунсари, Ристиниеми (Мраморная ломка), Хопунваара (шахты Бек-Магнетитовая ломка).

Питкьярантская свита (как стратиграфический аналог сортавальской серии в обрамлении питкьярантской группы куполов в северо-восточном Приладожье) выделена и описана в литературе по результатам работ начала 60-х годов прошлого столетия [Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Хазов, 1966]. В работе [Хазов, 1966] в составе питкьярантской свиты было выделено четыре подсвиты (снизу вверх по разрезу): кварциты и кварц-биотитовые сланцы с прослоями амфиболитов; известняки и скарны с прослоями графитовых и биотитовых сланцев; амфиболиты с прослоями скарнов, известняков, биотитовых и тремолитовых сланцев; скарнированные известняки с прослоями графитистых, слюдястых и амфиболовых сланцев. Интервалы разреза, сложенные существенно карбонатными породами, – вторая и четвертая подсвиты – традиционно именуют, соответственно, нижним и верхним карбонатными горизонтами.

При заметном разнообразии разрезов обрамления куполов питкьярантской группы устойчиво выделяются три базовых элемента в составе питкьярантской свиты. Соответственно, ее полный сводный разрез включает три основных подразделения (снизу вверх по разрезу):

- нижняя толща, в значительной степени сложенная мраморами; это комплекс метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных пород, представленных амфибол-диопсидовыми мраморами, кварцитовидными метапесчаниками, биотитовыми сланцами, с прослоями амфиболитов;
- средняя толща, соответствующая вулканогенному интервалу разреза – амфиболиты с редкими мало-мощными прослоями амфибол-диопсидовых скарноидов и биотитовых сланцев; по составу преобладающая часть амфиболитов интерпретируется как метаморфизованные в амфиболитовой фации базальты;
- верхняя толща – комплекс скарноподобных пород (скарноидов), зачастую углеродсодержащих, с прослоями биотитовых, графитовых, амфиболовых сланцев и мраморов.

Полные разрезы с участием всех трех перечисленных подразделений ярко выражены в обрамлении Импилахтинского купола. Этот купол является крайним юго-западным выступом в структуре Питкярантского поднятия. В его строении принимают участие гранито-гнейсы фундамента и метаморфические породы питкярантской свиты, верхи разреза сложены породами ладожской серии. Здесь породы питкярантской свиты залегают непосредственно на гранито-гнейсовом фундаменте и прослеживаются в восточном и западном крыле купольной структуры, а также в северном ее замыкании. Это полоса шириной примерно 200 м. Ее простираение меняется в соответствии с морфологией купольного поднятия с север-северо-восточного в западном обрамлении на субширотное в северном замыкании и север-северо-западное в восточном обрамлении купола. Залегание пород близко к вертикальному (от 70 до 90°) и в целом согласное с границами гранито-гнейсового ядра. В пределах локальных участков детализации с моноклинальным залеганием пластов удается проследить изменение разреза от подошвы к кровле.

Нижняя толща питкярантской свиты в обрамлении Импилахтинского купола прослеживается непрерывно, в рельефе выражается явно отрицательными формами (ложбины и заболоченные низины) вследствие выветривания мраморов, слагающих основную часть толщи. В подошве разреза залегают нестратифицированные образования купольного ядра, представленные мелко-среднезернистыми полосчатыми гранито-гнейсами с линзами гранитов и многочисленными кварцевыми жилами мощностью первые десятки сантиметров.

В основании нижней толщи встречаются базальные кварцитовидные метапесчаники амфибол-кварцевого состава, рассланцованные, мелкозернистые, неоднородные, установленная мощность – не более 13 м.

По простираению на всем своем протяжении толща представлена мраморизованными известняками и мраморами, которые перекрывают гранито-гнейсы фундамента или согласно залегают на базальных метапесчаниках. Мраморы белого и бело-серого цвета, среднезернистые, диопсидсодержащие, с линзами и прослоями амфибол-биотитовых сланцев, вдоль нижнего контакта скарнированы с образованием актинолит-тремолит-диопсид-карбонатных ассоциаций. По мере приближения к кровле пласта мраморы приобретают зеленоватый оттенок, обусловленный присутствием диопсида вдоль контакта с вышележащей толщей амфиболитов. Мощность мраморов – 5–6 м.

Мраморы нижней толщи прослеживаются в обрамлении куполов, расположенных к юго-востоку от Импилахтинской структуры. В структуре купола Ристиниеми, где проводилась разработка мраморов нижней толщи, их мощность достигает 10 м. В то же время к северу от Импилахтинской структуры в обрамлении Коккасельского купола нижняя толща практически не наблюдается: амфиболиты средней толщи залегают непосредственно на гранито-гнейсах купольного ядра без видимых признаков наложенной тектоники: лишь на отдельных локальных участках отмечено присутствие мраморов и скарноидов, перекрывающих гранито-гнейсы.

Средняя толща сложена амфиболитами, которые представляют яркий характерный интервал разреза питкярантской свиты. Толща согласно перекрывает нижележащие мраморизованные известняки или же, как упоминалось выше, залегают непосредственно на гранито-гнейсах фундамента (Коккасельский купол). Амфиболиты закартированы в обрамлении всех гранито-гнейсовых куполов, преимущественно именно эти породы выполняют межкупольное пространство. Непосредственно в обрамлении купольных гранито-гнейсов они залегают, как правило, моноклинально, повторяя контуры купольного ядра. В межкупольном пространстве амфиболиты смяты в пологие, крутые, иногда близкие к изоклинальным складки. Замеренная на участках детализации мощность толщи при моноклинальном залегании пород – не менее 120 м.

Толща сложена амфиболитами с редкими тонкими (1–15 см) слоями скарноидов. По Д. С. Коржинскому, скарноиды в отличие от скарнов характеризуются полиминеральностью, отсутствием зональности и формируются за счет материнских пород известково-силикатного состава без переноса Са и Si, по генезису они промежуточны между скарнами и роговиками.

Амфиболиты от темно-серого до почти черного цвета, мелко- и среднезернистые, директивные или массивные, однородные и полосчатые, в различной степени рассланцованы. Состоят преимущественно из амфибола (50–90 %, в основном роговая обманка, реже – актинолит-тремолит), содержание плагиоклаза (олигоклаз-андезин) варьирует от 5 до 30 %, количество рудной фазы (титанит, сульфиды) достигает 10 %. Полосчатость пород обусловлена вариациями содержаний лейкократовой и меланократовой фаз или же чередованием слоев амфиболитов и скарноидов. Сланцеватость обычно обеспечивается тонкими (<1 мм) прослоями вторичного метаморфогенного биотита и в большинстве случаев совпадает с полосчатостью и слоистостью; однако встречается секущая по отношению к полосчатости сланцеватость. Отдельные горизонты в составе толщи выделяются присутствием плагиоклазовых скоплений в однородной мелкозернистой матрице породы, а также небольших пустот, выполненных кварцем и хлоритом. Учитывая существующие представления о вулканогенной природе пород этой толщи, можно полагать, что протолитами таких горизонтов являлись миндалекаменные микропорфировые метабазальты.

Слои скарноидов встречаются на всем интервале разреза толщи, но их количество явно нарастает от подошвы к кровле. Так, для Импилахтинского купола в нижней и центральной частях разреза это один слой на 20–30 м, в верхней части – один на 5–10 м. Слои существенно диопсидового состава, в подчиненном количестве (до 15 %) присутствуют андезин и сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит); в некоторых случаях отмечены отдельные зерна карбонатов.

В табл. 1.1 приведены петрохимические характеристики пород средней (амфиболитовой) толщи Импилахтинского купола. Химическая классификация и оценка возможной первичной природы этих метаморфических пород выполнены на основе диаграммы Н. П. Семененко [Ефремова, Стафеев, 1985] (рис. 1.7). На диаграмме фигуративные точки *амфиболитов средней толщи* располагаются компактно в поле IX щелочноземельно-глиноземистых ортопоруд основного состава. Это согласуется с принятой точкой зрения о соответствии амфиболитов питкьярантской свиты метабазальтам. В рамках существующих классификаций магматических горных пород [Магматические..., 1983; Le Bas, 2000], ортоамфиболиты питкьярантской свиты по содержанию SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, TiO_2 , MgO и коэффициенту глиноземистости ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$), который варьирует от 0.33 до 1.07, соответствуют низко- и умеренноглиноземистым базальтам, а также пикробазальтам, пикритам и комагматитам (см. табл. 1.1, рис. 1.8). При сравнении их на петрохимических диаграммах с метавулканитами сортавальской серии фигуративные точки ортоамфиболитов попадают в поле тренда метавулканитов сортавальской серии (см. рис. 1.8) (для сопоставления использованы данные из работы [Матреничев и др., 2004] о составе метавулканитов северо-восточного обрамления Кирьявалахтинского купола Сортавальского поднятия).

Породы скарноидных слоев в амфиболитах средней толщи разделились на диаграмме Н. П. Семененко на две группы (см. рис. 1.7, а): 1) фигуративные точки, соответствующие диопсидовым и карбонат-плагиоклаз-диопсидовым скарноидам, располагаются в поле глиноземисто-известковых (XI) и известково-карбонатных (X) пород; 2) плагиоклаз-диопсидовые скарноиды занимают совместно с амфиболитами поле ортопоруд основного состава (IX). Можно полагать, что протолитами скарноидных слоев в амфиболитах являлись горизонты вулканогенно-осадочных пород: скорее всего, это были туфы с различной долей карбонатного осадочного материала, чередующиеся с базальтовыми покровами.

Верхняя толща питкьярантской свиты отличается неоднородным составом и строением как по разрезу, так и по латерали. В различной мере постоянными составляющими этой толщи являются диопсидсодержащие скарноиды, мраморы и биотит-амфиболовые сланцы. Латеральная зональность выражена появлением графита в составе пород при движении с запада на северо-восток Питкьярантского поднятия. В юго-западной части Питкьярантского поднятия (запад-северо-западное обрамление Импилахтинского купола) разрез представлен преимущественно карбонат-диопсид-плагиоклазовыми скарноидами с прослоями амфиболовых сланцев. Для центральной и северной части поднятия (север-северо-восточное обрамление Импилахтинского купола, Мурсульский купол, Коккасельский купол) характерно присутствие графита практически во всех разновидностях пород верхней толщи, вплоть до обособления слоев графитовых сланцев.

В целом практически все породы верхней толщи «заражены» мелкой рассеянной сульфидной вкрапленностью, в ряде случаев сопровождающейся рудной минерализацией; поэтому очень часто коренные выходы этой толщи выделяются коричнево-бурыми, до охристых, тонами окраски.

Нижний контакт с амфиболитами средней толщи питкьярантской свиты согласный, может быть резким и четким (амфиболиты сменяются биотитовыми, гранат-амфибол-биотитовыми сланцами) или же постепенным, в виде зоны переслаивания амфиболитов и гранат-биотит-амфиболовых сланцев.

Химический состав пород амфиболитовой толщи участка Сумерианйоки
(по результатам рентгено-спектрального флуоресцентного анализа), %

Проба	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	al	Na ₂ O+K ₂ O	mg#
<i>Ортоамфиболиты нижней пачки</i>														
3-1	45.99	14.27	2.24	14.65	0.21	11.38	7.00	1.90	1.02	0.56	0.80	0.55	2.92	0.46
3-1a	46.13	14.32	2.25	14.69	0.21	11.42	7.02	1.91	1.02	0.56	0.49	0.55	2.93	0.46
3-2	44.46	15.13	0.77	12.70	0.18	12.61	10.46	0.92	1.11	0.10	1.55	0.60	2.03	0.52
4-1	41.79	17.08	0.79	11.85	0.18	10.47	11.94	1.00	0.82	0.07	4.00	0.77	1.82	0.50
5-1	47.08	14.42	0.80	12.13	0.17	11.55	9.93	1.79	0.69	0.07	1.36	0.61	2.48	0.51
7-1	42.99	19.52	0.90	10.77	0.16	7.47	13.37	1.27	0.50	0.09	2.96	1.07	1.76	0.44
8-1	44.49	17.34	0.87	12.54	0.19	9.90	10.78	1.96	0.57	0.08	1.29	0.77	2.53	0.47
20-1	46.56	15.96	0.85	11.36	0.17	10.70	11.27	0.98	0.62	0.07	1.47	0.72	1.60	0.51
21-1	47.83	15.00	1.01	12.66	0.17	11.11	8.62	1.98	0.22	0.14	1.25	0.63	2.20	0.49
22-1	43.00	15.32	0.84	12.46	0.19	14.21	9.87	1.25	1.02	0.08	1.76	0.57	2.27	0.56
25-1	44.07	15.63	0.75	12.91	0.19	13.76	8.58	2.10	0.56	0.07	1.38	0.59	2.65	0.54
28-1	47.51	16.39	0.78	10.08	0.18	9.42	11.93	1.68	0.78	0.08	1.18	0.84	2.46	0.51
30-1(б)	48.84	10.95	0.37	12.93	0.20	19.84	4.43	1.37	0.16	0.05	0.85	0.33	1.53	0.63
32-1	45.47	17.68	0.96	8.83	0.13	11.51	12.07	0.83	0.70	0.09	1.71	0.87	1.54	0.59
33-1	44.86	15.61	0.75	11.17	0.17	11.83	12.40	1.56	0.37	0.08	1.20	0.68	1.94	0.54
34-1	46.40	16.07	0.71	11.39	0.18	11.67	9.48	2.98	0.26	0.07	0.79	0.70	3.23	0.53
40-1	48.08	15.13	1.17	13.10	0.18	9.58	9.73	0.66	1.03	0.17	1.17	0.67	1.69	0.45
52-1	46.14	14.67	1.77	14.86	0.18	10.33	7.26	1.88	0.97	0.18	1.76	0.58	2.85	0.44
<i>Скарноидные прослои нижней пачки</i>												<i>Минеральный состав</i>		
30-1	31.18	13.19	0.81	9.91	0.22	7.47	25.18	1.31	0.69	0.06	9.97	Амфибол, плагиоклаз, титанит		
29-1	49.83	14.66	0.67	9.87	0.16	11.60	9.53	2.18	0.44	0.06	1.00	Диопсид, плагиоклаз, кальцит, кварц		
39-1	47.82	4.22	0.33	6.48	0.16	19.85	19.29	0.07	0.32	0.10	1.36	Диопсид		
42-1	46.98	15.16	0.78	12.52	0.17	10.26	11.77	0.78	0.40	0.07	1.12	Диопсид, плагиоклаз		
42-2	42.07	12.29	0.96	11.84	0.17	17.67	10.75	0.43	1.25	0.18	2.40	Диопсид, плагиоклаз		
62-1	44.64	13.39	0.66	12.44	0.19	11.87	11.78	1.22	0.37	0.08	3.36	Диопсид, плагиоклаз		
<i>Карбонатно-кремнистый горизонт в основании верхней пачки</i>														
f-2	38.72	13.02	2.18	12.77	0.13	21.19	4.27	0.10	4.94	0.46	2.22	Биотит, хлорит, актинолит		
f-9	37.18	13.14	1.72	10.55	0.13	5.75	6.00	1.13	2.14	0.19	22.08	Графит, хлорит, биотит		
f-9a	34.26	13.64	1.61	10.79	0.12	5.36	5.46	0.99	2.75	0.20	24.82	Графит, хлорит, биотит		
15-1	64.64	5.34	0.41	14.42	0.06	4.38	0.68	0.95	0.30	0.03	8.79	Кварц, сульфиды, графит, биотит		
23-1	60.80	3.48	0.16	5.56	0.21	4.03	17.98	0.37	0.22	0.06	7.14	Кварц, хлорит, биотит		
43-1	64.65	8.68	0.50	7.57	0.10	9.87	4.98	1.01	0.94	0.06	1.63	Амфибол, кварц		
<i>Скарноиды верхней пачки</i>														
1-1	37.43	6.05	0.38	14.15	0.24	11.84	23.58	0.03	0.81	0.11	5.37	Диопсид, плагиоклаз, карбонаты		
1-1a	24.31	1.12	0.04	12.47	0.26	8.29	39.05	–	0.07	0.02	14.36	Диопсид, плагиоклаз, карбонаты		
11-1	47.50	0.91	0.03	9.73	0.29	18.66	21.63	–	0.04	0.05	1.15	Диопсид, карбонаты		
12-1	46.79	5.12	0.30	8.17	0.20	16.86	19.80	0.29	0.39	0.16	1.92	Диопсид		
17-1	46.07	8.28	1.02	10.50	0.15	12.43	18.21	0.46	0.45	0.22	2.20	Диопсид, плагиоклаз, биотит, титанит		
19-1	45.79	10.07	0.25	10.85	0.23	12.33	17.86	0.31	0.48	0.07	1.75	Диопсид, плагиоклаз, карбонаты		
35-2	48.40	13.83	0.79	6.58	0.14	10.23	17.81	0.70	0.15	0.26	1.13	Диопсид, титанит, сульфиды		
36-2	45.41	14.63	0.80	6.96	0.14	11.12	18.43	0.44	0.27	0.27	1.53	Диопсид, плагиоклаз, сульфиды		
41-1	47.73	9.98	0.39	6.66	0.15	14.88	18.74	0.54	0.26	0.06	0.63	Диопсидовый скарноид		
41-1a	47.79	5.71	0.17	7.67	0.18	17.72	19.51	0.30	0.20	0.09	0.64	Диопсидовый скарноид		

Примечание. Валовое железо в виде Fe₂O₃.

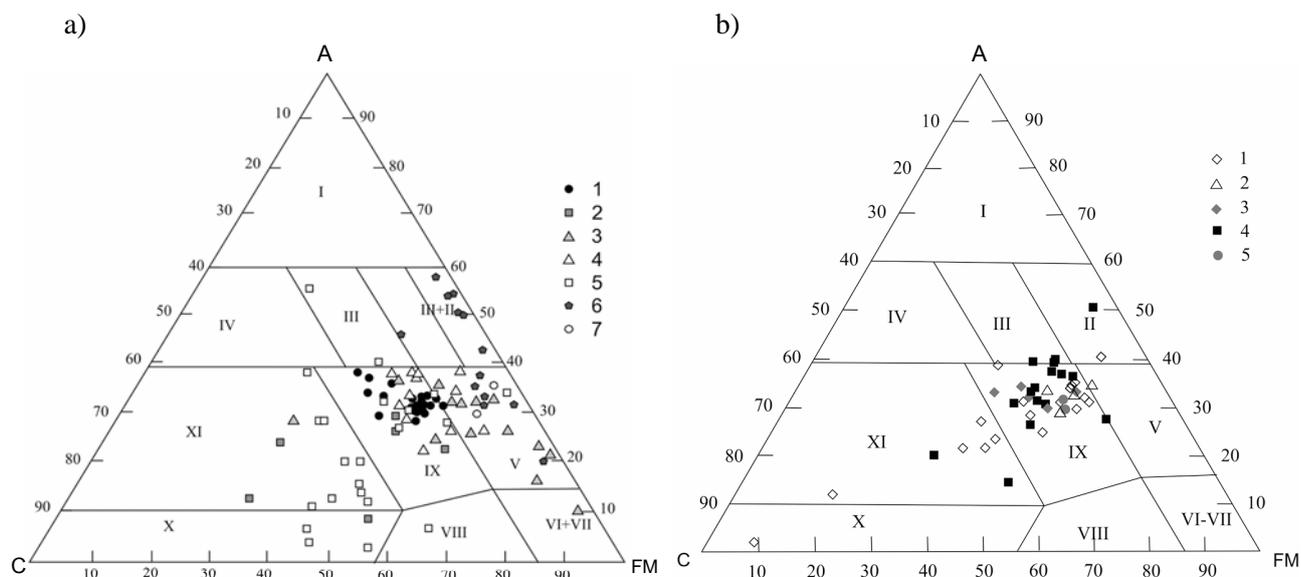


Рис. 1.7. Диаграммы Н. П. Семененко [Ефремова, Стафеев, 1985] с фигуративными точками пород питкярантской свиты:

а – породы восточного обрамления Импилахтинского купола: 1 – амфиболиты средней толщи; 2 – скарноиды средней толщи; 3–7 – породы верхней толщи: кварциты микрозернистые (3), амфиболовые сланцы (4), скарноиды (5), графитовые сланцы (6), гранат-биотит-амфиболовые сланцы (7);

б – породы западного обрамления Импилахтинского купола: 1–4 – породы верхней толщи: 1 – пачка переслаивания диопсид-плагиоклазовых скарноидов, гранат-биотит-амфиболовых сланцев и мраморизованных известняков, 2 – амфиболиты (плагиоклаз-амфиболовые сланцы), 3 – скарноиды массивные, 4 – скарноиды рассланцованные; 5 – амфиболиты средней толщи;

поля на диаграммах: **II** – подгруппа железисто-магнезиально-алюмосиликатных пород; **III** – подгруппа щелочноземельно-алюмосиликатных пород орторяда; **V** – глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистые породы; **VI** – группа железисто-кремнистых пород; **VII** – группа магнезиальных пород; **VIII** – группа щелочноземельно-малоглиноземистых пород; **IX** – щелочноземельно-глиноземистые основные ортопороды; **X** – известково-карбонатные породы; **XI** – глиноземисто-известковые породы

Верхний контакт, с породами ладожской серии, удается наблюдать крайне редко. Обычно это тектонические взаимоотношения. Согласно контакту диопсид-плагиоклазовых скарноидов верхней толщи питкярантской свиты и кварц-биотитовых сланцев ладожской серии выявлен в западном обрамлении Импилахтинского купола; линия контакта ровная, четкая, без видимых признаков тектонического нарушения.

Мощность толщи, по отдельным замерам, может превышать 80 м.

Полный разрез безграфитовых пород юго-западной части Питкярантского поднятия представлен в западном обрамлении Импилахтинского купола. Здесь снизу вверх по разрезу верхней толщи питкярантской свиты выделяются:

- сланец биотит-гранат-амфиболовый – в основании толщи;
- скарноиды диопсид-плагиоклазовые, чередующиеся с тонкополосчатыми биотит-амфиболовыми сланцами, с прослоями и линзами мраморизованных известняков; мощность слоев варьирует от 1 до 5 м, суммарная мощность – 25 м;
- сланец плагиоклаз-амфиболовый с тонким чередованием (1–2 мм) меланократовых и лейкократовых слоев, мощность 12–13 м;
- скарноиды карбонат-диопсид-плагиоклазовые, сульфидсодержащие, мощность до 50 м.

Наиболее полный разрез графитсодержащих пород Питкярантского поднятия представлен в восточном-северо-восточном обрамлении Импилахтинского купола. Здесь графит присутствует во всех разновидностях пород: его содержание варьирует от 2–3 % до 80 % (графитовые сланцы). В этом районе снизу вверх по разрезу верхней толщи питкярантской свиты выделены:

- сланцы (кварц)-биотит-амфиболовые, в ряде случаев с альмандином, содержание графита доходит до 20 %, мощность – до 2 м;
- сланцы (кварц)-биотит-графитовые, слагающие пласто- и линзообразные слои мощностью от 1 до 4 м, содержание графита достигает 80 %;

- скарноиды плагиоклаз-диопсидовые и (биотит)-кварц-карбонат-диопсидовые, с линзами графитовых сланцев, карбонаты представлены доломитом, сидеритом и кальцитом, мощность – 5 м;
- сланцы биотит-амфиболовые мощностью 2 м;
- кварциты микрозернистые графитовые, сульфидсодержащие, мощностью не менее 25 м; сульфиды представлены пирротинном, халькопиритом, пиритом, марказитом, их содержание в породе достигает 25 %.

На диаграмме Н. П. Семененко (рис. 1.7, б) сланцы и скарноиды западной части Питкярантского поднятия (безграфитовые разрезы) занимают преимущественно поле пород орторяда (поле IX щелочноземельно-глиноземистых основных пород и отчасти поле III щелочноземельно-алюмосиликатных пород). Очевидно, протолитом этих сланцев и скарноидов являлся осадочно-вулканогенный материал со значительной долей вулканического пепла основного состава и примесью глинистого и карбонатного вещества. Некоторые фигуративные точки скарноидов располагаются в поле щелочноземельно-известковых пород (поля XI и X) и железисто-магнезиально-алюмосиликатных пород (поле II) (см. рис. 1.7, б). Протолитом этих скарноидов являлись, по-видимому, карбонатные и глинистые осадки.

Состав пород, слагающих графитсодержащие разрезы, широко варьирует (табл. 1.1, рис. 1.7, а). На диаграмме Н. П. Семененко существенная доля биотит-амфиболовых сланцев и часть скарноидов и микрозернистых кварцитов занимают поле пород орторяда (IX и III): здесь в качестве протолита можно предполагать осадочно-вулканогенный материал со значительной долей вулканического пепла основного состава и примесью глинистого-силикатного и карбонатного вещества. Преобладающая часть фигуративных точек скарноидов попадает в область щелочноземельно-известковых пород (поля XI и X): протолитом этих скарноидов могли служить глинисто-карбонатные осадки.

Биотит-графитовые сланцы располагаются в поле железисто-магнезиально-алюмосиликатных (II) и глиноземисто-магнезиально-железистокремнистых (V) пород: в этом случае в качестве протолита могли выступать глинистые и кремнистые осадки. Значительная часть фигуративных точек микрозернистых графитовых кварцитов занимает поле железисто-кремнистых пород (V и VI), что соответствует, по-видимому, железисто-кремнистым осадкам в качестве исходного протолита.

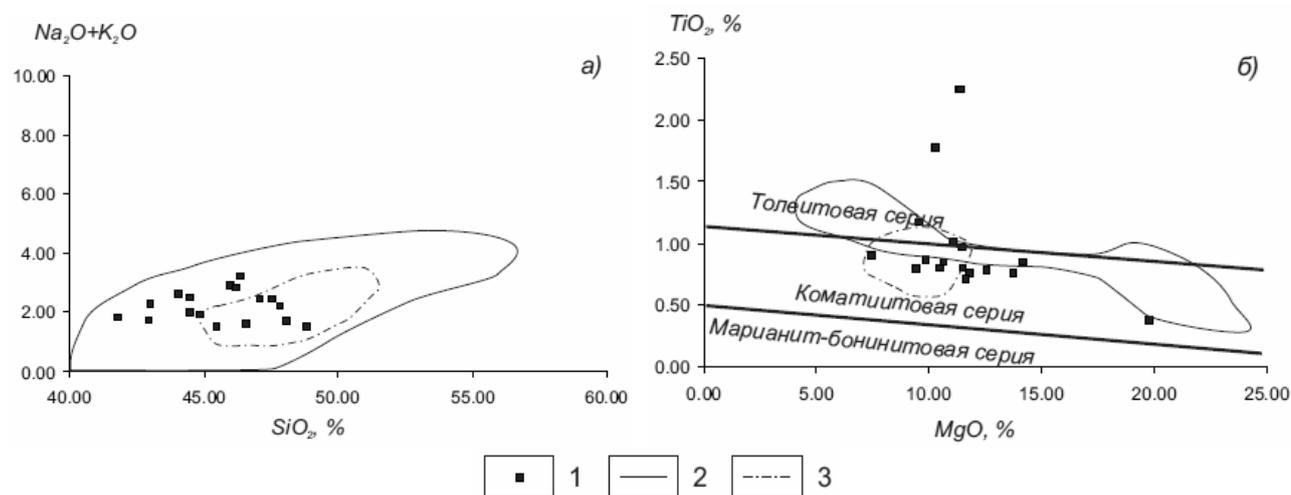


Рис. 1.8. Петрохимические характеристики ортоамфиболитов питкярантской свиты:

1 – фигуративные точки ортоамфиболитов питкярантской свиты; 2, 3 – поля фигуративных точек метавулканитов сортавальной серии в обрамлении Кирьявалахтинского купола (по [Матреничев и др., 2004]): базальты, коматиитовые базальты и коматииты верхней части разреза (2), базальты нижней части разреза (3). Границы полей марианит-бонинитовой, коматиитовой и толейтовой серий взяты из работы [Коматииты..., 1988]

Таким образом, можно полагать, что породы верхней толщи питкярантской свиты образовались в результате метаморфизма сложного комплекса осадочных и вулканогенно-осадочных пород, в формировании которых принимал участие пепловый, карбонатный и глинистый осадочный материал при участии кремнистого вещества, скорей всего связанного с поствулканическими подводными эксгальтациями и гидротермальной деятельностью.

Условия формирования сортавальской серии и питкьярантской свиты

Для решения вопроса о геологических условиях формирования пород сортавальской серии можно обратиться к петрохимическим и геохимическим характеристикам ортоамфиболитов (метавулканитов), слагающих центральные интервалы разреза. По результатам изучения метавулканитов в обрамлении Кирьявалахтинского купола выделено [Иваников и др., 1997, 1999] два типа metabазальтов в соответствии с их геохимическими характеристиками: континентальные толеиты и океанические толеиты. Как принято считать, первые образуются в условиях раскрытия континентальных рифтов, вторые – при океаническом рифтогенезе (спрединге). Предполагается [Иваников и др., 1997], что упомянутые океанические толеиты в обрамлении Кирьявалахтинского купола являются фрагментами офиолитового комплекса, образованного в условиях задугового спрединга.

Для ортоамфиболитов питкьярантской свиты петрохимические диаграммы не дали однозначного решения вопроса об обстановках формирования этого осадочно-вулканогенного комплекса [Котова и др., 2011] (рис. 1.9). На разных диаграммах одни и те же фигуративные точки амфиболитов попадают в поле континентальных базальтов, в пограничную с океаническими базальтами область, а также занимают поля океанических базальтов (см. рис. 1.9).

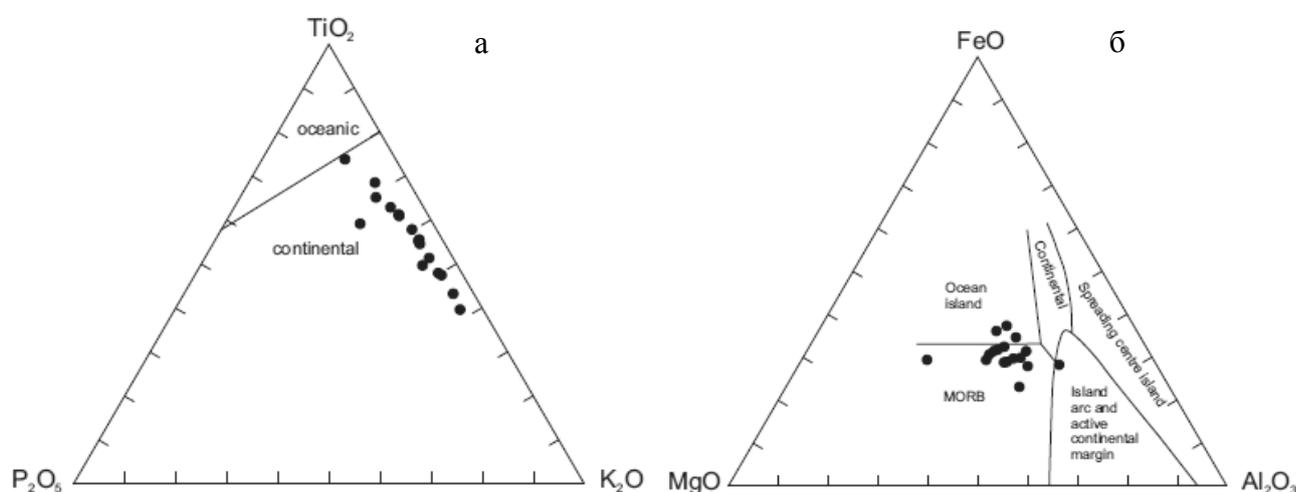


Рис. 1.9. Петрохимические дискриминационные диаграммы для базальтов [Pearce et al., 1975, 1977] с фигуративными точками амфиболитов питкьярантской свиты

При этом спектры распределения редкоземельных элементов, приведенные на рис. 1.10, позволяют высказать более определенную точку зрения по этому вопросу.

Для амфиболитов западного обрамления Импилахтинского купола на всем интервале разреза тип спектра РЗЭ соответствует континентальным базальтам, для которых характерно существенное обогащение легкими РЗЭ. Сходные спектры РЗЭ известны для базальтов трапповых комплексов Норильского района и базальтов узких линейных зон континентальных рифтов Восточной Африки [Смолякин, 1992].

В северо-восточном обрамлении Импилахтинского купола выявлена более сложная картина. Здесь для амфиболитов в основании разреза питкьярантской свиты тип спектра РЗЭ соответствует континентальным базальтам. Однако графики содержаний РЗЭ в амфиболитах верхней части разреза (см. рис. 1.10) соответствуют уплощенному спектру РЗЭ базальтов и пикробазальтов спрединговых зон (тип MORB – Mid-Ocean-Ridge Basalt, [Смолякин, 1992]). Такой спектр, с незначительным обогащением по сравнению с хондритовым стандартом и дефицитом легких РЗЭ по отношению к тяжелым, характерен только для вулканитов зон океанического спрединга [Балашов, 1976]. (В обозначенной работе отмечено, что характер спектра РЗЭ наследуется вулканитами при парциальном плавлении верхнемантийных лерцолитов. Указывается, что «океанические» лерцолиты, по сравнению с континентальными аналогами, представляют вещество более глубоких частей верхней мантии вследствие подъема мантийного материала в осевых частях спрединговых зон. Предполагается дефицит легких РЗЭ в таком веществе из-за выноса этих элементов из нижних зон астеносферы в верхние при ее плавлении.)

Спектры РЗЭ для амфиболитов верхней части разреза северо-восточного обрамления Импилахтинского купола полностью соответствуют спектрам metabазальтов, выявленных в обрамлении Кирьявалахтинского купола В. В. Иваниковым с соавторами [1997, 1999], которые относят эти metabазальты

к океаническим толеитам, отмечают их сходство с долеритами и базальтами офиолитового комплекса Йормуа Восточной Финляндии и указывают, что офиолиты зоны Йормуа – Оутокумпу в составе Свекофеннского подвижного пояса интерпретируются исследователями как фрагменты океанической коры красноморского типа.

Таким образом, выявленное изменение характера спектров РЗЭ позволяет полагать, что формирование вулканогенного комплекса питкяррантской свиты сопряжено с двумя принципиально различными источниками расплавов. На раннем этапе, которому соответствуют нижние интервалы стратиграфического разреза центральной части Питкяррантского поднятия и полный разрез западной площади этого поднятия, источником расплава служили магматические очаги, зарождавшиеся в условиях рифтогенеза коры континентального типа. На завершающих этапах, которым соответствуют верхи стратиграфического разреза центральной части Питкяррантского поднятия, источником расплавов являлись очаги, формировавшиеся при развитии океанических рифтов.

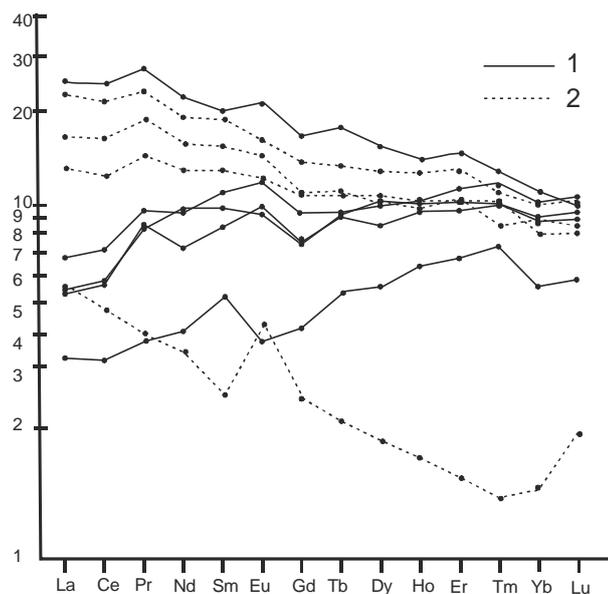


Рис. 1.10. Графики нормированных содержаний РЗЭ в амфиболитах питкяррантской свиты:

1 – восточное обрамление Импилахтинского купола, 2 – западное обрамление Импилахтинского купола
Для нормирования использовались средние значения содержаний РЗЭ в хондритах [Korotev Randy L., 2011], рассчитанные по результатам анализов [Haskin et al., 1968, 1971]

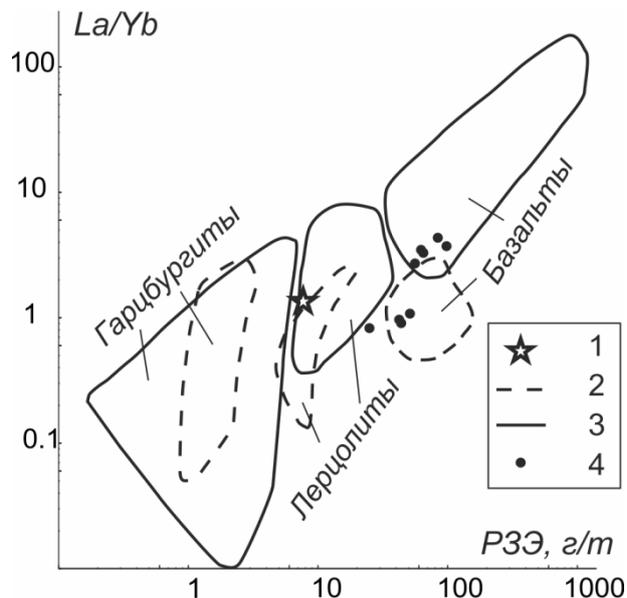


Рис. 1.11. Дискриминационная диаграмма La/Yb – сумма РЗЭ (по [Балашов, 1976]) с фигуративными точками амфиболитов питкяррантской свиты:

1 – распространенность РЗЭ в силикатной фазе хондритов; 2 – поля пород зоны СОХ; 3 – поля пород континентальной зоны; 4 – фигуративные точки амфиболитов питкяррантской свиты

Такое заключение иллюстрируется на дискриминационной диаграмме (рис. 1.11): фигуративные точки верхнего интервала разреза амфиболитов питкяррантской свиты северо-восточного обрамления Импилахтинского купола попадают в поле пород СОХ, фигуративные точки амфиболитов западного обрамления Импилахтинского купола и нижней части разреза северо-восточного обрамления – в поле континентальных базальтов. Пространственную совмещенность континентальных базальтов и вулканитов MORB-типа можно интерпретировать в двух вариантах.

1. Характеристики верхней части разреза питкяррантской свиты, соответствующие MORB-типу, не противоречат представлениям об обдущировании на континентальную окраину фрагментов офиолитового комплекса. С таким предположением согласуется характер тектоники, выявленной в северо-восточном обрамлении Импилахтинского купола. Здесь установлена серия разломов надвигового типа, кососекущих по отношению к слоистости [Котова и др., 2011]. Следует заметить, что ранее, по результатам исследования Кирьявалахтинского купола, уже обосновывалось заключение об аллохтонном залегании вулканических комплексов, рассматриваемых в составе сортавальской серии [Иваников и др., 1997].

2. В условиях, переходных от континентального рифтогенеза к океаническому, магматические очаги «континентального» и «океанического» типов могли быть пространственно сближены, что и обеспечило совмещение вулканитов разного типа в пределах одной площади. Подобное

сочетание вулканитов с разным типом спектров РЗЭ демонстрируется для района современного развивающегося рифта о. Исландия [Смолякин, 1992]. Здесь платобазальты третичного времени существенно обогащены легкими РЗЭ, а низкокалиевые толеиты четвертичного времени характеризуются плоским спектром РЗЭ, сходным с MORB-типом. Существование в Исландии двух типов источников магматического расплава обосновывается изотопно-геохимическими данными [Богатиков и др., 2010].

Изложенные материалы указывают, что палеобассейн, где формировался осадочно-вулканогенный комплекс питкьярантской свиты, существовал в условиях развивающегося рифтогенеза, в обстановках, переходных от континентальных к океаническим. Рифтовая структура закладывалась на коре континентального типа древнего Карельского кратона. Терригенно-карбонатные породы в основании питкьярантской свиты (метапесчаники базальной толщи и мраморы) соответствуют осадкам раннего палеобассейна, который был представлен системой грабенообразных депрессий в структуре континентального рифта. Прогрессирующее развитие этого рифта привело к формированию зрелого рифтогенного бассейна, захватившего обширную площадь, и излиянию континентальных базальтов. Лавовые покровы перекрывали сформировавшиеся осадочные породы (нижнюю толщу питкьярантской свиты) и фрагменты архейского кристаллического фундамента, которые оставались вне зоны осадконакопления на стадии раннего палеобассейна.

Чередование в разрезе средней толщи питкьярантской свиты пластов амфиболитов (метабазальтов) и скарноидов (метаморфизованных туфов и глинисто-карбонатных пород) отражает периодичность вулканической активности. Продолжающийся подъем мантийного материала провоцирует разрыв континентальной коры в осевой части рифта и излияние вещества более глубоких зон верхней мантии (базальты «океанического типа»). Постепенно формируется малый океанический бассейн красноморского типа. Метаморфизованные базальты «океанического типа» слагают верхи разреза средней толщи питкьярантской свиты.

С этих позиций глинисто-карбонатно-кремнистые оруденелые породы верхней толщи питкьярантской свиты, перекрывающие амфиболиты с характеристиками MORB, соответствуют металлоносным осадкам красноморского типа. В составе этих современных осадков выделяют [Гидротермальный..., 2006] биогенно-терригенный материал с примесью сульфидов, а также оксидные и сульфидные слои, которые представляют собой илы, сложенные аморфным кремнеземом и гидроксидами железа и марганца, железистым монтмориллонитом, сульфидами; при кристаллизации гелеподобного ила формируются гематит-кварцевые агрегаты. Углеродистые микрозернистые кварциты с гидрогематитом и сульфидами, а также сульфидсодержащие скарноиды указанной верхней тощи вполне сопоставимы по составу с такими осадками.

Сформированные в условиях рифтогенного осадочного бассейна вулканогенные и осадочные комплексы были деформированы и метаморфизованы в амфиболитовой фации в ходе последующих аккреционно-коллизионных процессов.

1.2.3. Протерозой, ладожская серия

Ладожская серия занимает большую часть территории Северного домена, слагая межкупольные пространства [Геология и петрология..., 2000; Ранний докембрий..., 2005] (рис. 1.12), и представлена в основном ритмично-слоистыми метатерригенными породами. Она является стратотипом калевия Карельского региона и рассматривается в качестве аналога калевийских терригенных отложений Финляндии [Общая стратиграфическая..., 2002].

В вопросах расчленения ладожской серии имеются разногласия, что объясняется сложностью ее строения. Предложенные стратиграфические схемы существенно различаются и часто не стыкуются между собой [Ранний докембрий..., 2005]. Большинство исследователей описывают в разрезе серии четыре стратиграфических подразделения, относя их к свитам, толщам или горизонтам [Кратц, 1963; Предовский, 1966; Негруца, 1984; Геология..., 1987; Светов, Свириденко, 1992 и др.]. Снизу вверх выделяются следующие подразделения: контиосари (сланцевые сланцы, кварциты, конгломераты), пялкьярви (ритмично-слоистые биотитовые и двуслюдяные сланцы с гранатом, андалузитом и ставролитом), наатселька (ритмично-слоистые кварц-биотитовые и двуслюдяные сланцы, иногда с андалузитом и ставролитом) и илола (параамфиболиты и кварциты). Более подробный анализ работ,

посвященных изучению стратиграфических разрезов ладожской серии, приводится в статье Л. Н. Котовой с соавторами [2009]. Часть геологов [Lahtinen et al., 2002; Матреничев и др., 2006; Котова и др., 2009] придерживаются двучленного строения ладожской серии: нижняя часть с возрастом 1.92–1.91 млрд лет и верхняя – 1.9–1.88 млрд лет. Поскольку структурная обстановка и метаморфизм не позволяют осуществить однозначную стратификацию пород района, многие геологи предлагают описывать толщи на уровне литологических ассоциаций пород [Kohonen, 1995].

Необходимо отметить, что изотопных датировок, удовлетворяющих современным требованиям стратиграфических корреляций, на рассматриваемой территории крайне мало. Верхний возрастной предел формирования ладожской серии определяется возрастом прорывающих ее интрузий и временем метаморфизма слагающих разрез пород. Для ладожской серии такой репер дает U-Pb возраст Велимякской интрузии монцодиоритов – 1892 ± 5 млн лет [Богачев и др., 1999а]. Дополнительным ограничением служит время метаморфизма 1885 ± 20 млн лет, полученное Rb-Sr методом по биотитовым сланцам из северного побережья оз. Янисъярви [Gorokhov et al., 1970].

Группа исследователей [Матреничев и др., 2006] определила возраст диоритов (1922 млн лет), прорывающих сортавальскую серию и низы ладожской серии в районе пос. Харлу. Локальным методом (U-Pb по циркону, SIMS) ими было проанализировано семь зерен разной морфологии и сложного внутреннего строения (все кристаллы имеют ядро и одну оболочку и более). По таким цирконам были получены разные, несогласующиеся архейские и протерозойские значения возраста [Матреничев и др., 2006]. К сожалению, однозначность результата проведенного датирования вызывает сомнение. Во-первых, нет достаточного количества аналитических данных, и, во-вторых, возраст диоритов оценен по измерениям циркона, скорее всего, разного происхождения: в ядре одного зерна и в оболочке другого.

Сотрудниками специализированной фирмы «Минерал» (ГГУП, Санкт-Петербург) в рамках проекта ГДП-200 (1999 г.) «Выделение петролого-геохимических эталонов магматических комплексов как индикаторов палеогеодинамических обстановок в Ладожской структурной зоне» в разрезе ладожской серии были описаны вулканические породы, чередующиеся с осадками. Эти образования выделялись ранее Н. А. Артамоновой, А. А. Духовским [1989] и А. П. Световым [Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1992] при проведении геолого-съёмочных работ в Северном Приладожье и относились к хунуккской свите. Они слагают полосу километровой ширины вдоль южного и восточного побережий п-ова Хунукка и прилежащих к нему островов Коупитсари, Пеллотсари и Ристисари. Помимо этого, калевийские вулканогенные породы отмечены А. П. Световым [Светов, Свириденко, 1992] на островах Мустасари (вход в шхеры г. Сортавалы), Пусунсари (г. Питкяранта) и на западном побережье Ладожского озера на небольших островах к югу от г. Лахденпохья. Вулканиды представляют собой маломощные лавовые потоки афировых плагиооклазовых метаандезитов часто с миндалекаменной текстурой, чередующиеся с горизонтами метаосадков ладожской серии. Петрографически метавулканиды представлены тонко-, мелкозернистыми биотитовыми и амфибол-биотитовыми микроплагиосланцами, иногда с гранатом. Зачастую они содержат обильную вкрапленность апатита (до 2 %) и сфена, реже микроклина. По своим петрохимическим особенностям породы были отнесены к группе трахиандезибазальтов-трахиандезитов калинатрового ряда. В. А. Богачевым и Н. Б. Филипповым был определен по циркону U-Pb возраст этих вулканидов (SIMS), который составил 1883 ± 7 млн лет (рис. 1.13, табл. 1.2).

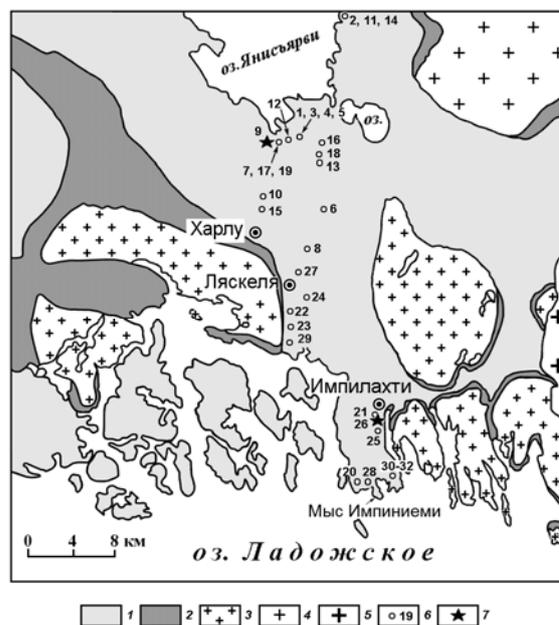


Рис. 1.12. Схема геологического строения Северного Приладожья:

1, 2 – раннепротерозойские супракrustальные серии: 1 – калевий, ладожская серия (метатурбидиты), 2 – людикий, сортавальская серия (основные метавулканиды); 3 – гранито-гнейсовые купола; 4 – гранито-гнейсы архейского Карельского кратона; 5 – раннерифейские интрузии рапакиви; 6 – места отбора геохимических проб; 7 – места отбора геохронологических проб. Цифрами обозначены порядковые номера проб из табл. 1.3

U-Pb изотопные данные для цирконов из метаандезита хунуккской свиты
(неопубликованные данные В. А. Богачева и Н. Б. Филиппова, ГГУП «СФ «Минерал»)

Зерно, точка	²⁰⁶ Pb _c , %	U, мкг/г	Th, мкг/г	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, мкг/г	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Возраст (млн лет)	Disc %	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U Погрешность в %	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Погрешность в %	Erg corr
MF102.1.1	0.06	606	200	0.34	179	1.885 ± 11	-1	5.46 ± 2.2	0.3434 ± 2.2	0.963
MF102.2.1	0.04	671	314	0.48	204	1.874 ± 10	-4	5.60 ± 2.2	0.3540 ± 2.2	0.967
MF102.3.1	0.05	608	245	0.42	174	1.888 ± 11	2	5.31 ± 2.2	0.3331 ± 2.2	0.963
MF102.4.1	0.02	606	94	0.16	174	1.870 ± 10	1	5.27 ± 2.2	0.3344 ± 2.2	0.966
MF102.5.1	0.01	798	385	0.50	234	1.880 ± 9	-1	5.42 ± 2.2	0.3418 ± 2.1	0.974
MF102.6.1	0.12	560	97	0.18	160	1.863 ± 12	1	5.23 ± 2.3	0.3330 ± 2.2	0.954
MF102.7.1	0.06	661	182	0.28	192	1.888 ± 10	0	5.40 ± 2.2	0.3387 ± 2.2	0.967
MF102.8.1	0.03	944	329	0.36	274	1.877 ± 9	0	5.34 ± 2.2	0.3373 ± 2.1	0.974
MF102.9.1	0.01	751	402	0.55	218	1.897 ± 10	1	5.39 ± 2.2	0.3370 ± 2.2	0.971
MF102.10.1	0.39	367	113	0.32	107	1.905 ± 17	1	5.46 ± 2.4	0.3393 ± 2.2	0.922
MF102.11.1	-	598	204	0.35	173	1.885 ± 10	1	5.35 ± 2.2	0.3363 ± 2.2	0.967
MF102.12.1	0.01	944	426	0.47	284	1.892 ± 9	-2	5.58 ± 2.2	0.3499 ± 2.1	0.977

Примечание. Ошибки приведены для интервала 1-σ. Pb_c и Pb* указывают обыкновенную и радиогенную составляющие, соответственно. Ошибка калибровки стандарта 0.69 %. (1) Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ²⁰⁴Pb. Disc – коэффициент дискордантности: 100*((1 – (возраст ²⁰⁶Pb/²³⁸U)/(возраст ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)). Erg corr – коэффициент корреляции отношений ²⁰⁷Pb*/²³⁵U – ²⁰⁶Pb*/²³⁸U.

В пределах рассматриваемой структурной зоны на территории Финляндии произведен U-Pb изотопный анализ обломочных цирконов из осадков калевия с использованием масс-спектрометра вторичных ионов [Nuhma et al., 1991; Claesson et al., 1993]. Возрастные кластеры цирконов свидетельствуют об архейском и протерозойском источниках вещества. Источником детритовых цирконов признаны кислые плутонические породы [Claesson et al., 1993]. Нижняя возрастная граница калевийских осадков определена по минимальному значению кластогенного циркона (1907 ± 15 млн лет) и составляет в пределах ошибки 1.9 млрд лет.

В данном разделе приводятся результаты исследований литологических и петрохимических особенностей избранных разрезов ладожской серии, которые в совокупности с изотопными исследованиями детритовых цирконов в метаосадках нацелены на решение вопросов стратификации и корреляции осадочных толщ, а также уточнение данных об источниках терригенного материала.

Краткая петрографо-минералогическая характеристика пород

Литология и петрогеохимия пород ладожской серии подробно изучены в пределах нескольких детальных участков на площади, захватывающей побережье оз. Янисъярви и далее на юг до северного побережья Ладожского озера (рис. 1.2). Ассоциации пород во всех изученных разрезах представлены мелко- и тонкозернистыми ритмично-слоистыми кварц-биотитовыми, биотитовыми и двуслюдяными сланцами (мощность слоев от сантиметров до метров). На севере (в районе оз. Янисъярви) в сланцах отмечается заметное количество углеродистого вещества. В разрезах, расположенных южнее, кроме кварца и биотита в сланцах присутствует андалузит (пос. Харлу), ставролит (пос. Ляскеля) и гранат (пос. Импилахти).

Концентрации главных элементов определялись методом рентгеноспектрального силикатного анализа, а элементов-примесей – методом ICP-MS, относительная погрешность – 5–10 % (Центральная лаборатория ВСЕГЕИ) (табл. 1.3).

Степень метаморфической переработки пород увеличивается в южном направлении: от зеленосланцевой фации в районе оз. Янисъярви до низкотемпературной амфиболитовой на побережье Ладожского озера.

Методика исследований

В 19 образцах, отобранных авторами из пород ладожской серии, были определены содержания петрогенных элементов, а в семи из них также концентрации редких и редкоземельных элементов (точки отбора проб показаны на рис. 1.12). Кроме того, в общую выборку добавлено 13 проб метаосадков, приведенных в статье [Котова и др., 2009], отобранных на участках, территориально близких к местам отбора авторских проб. Из опубликованных анализов взяты наиболее чистые пробы, отобранные из пород, не затронутых метасоматозом, приводящим к аномально высоким содержаниям, прежде всего, железа и магния. В двух пробах циркона из метаосадков были определены значения возраста (U-Pb, SHRIMP-II), в тех же пробах определен изотопный состав Nd.

Представительные составы метаосадков ладожской серии Северного Приладожья

Компо- ненты	Северные разрезы (от оз. Янисъярви до пос. Харлу)											
	088/16	6-2	088/1a	089/1a	089/16	10803/1	091/3	10903/1	092/1	112-1	6-3	090/1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	56.62	59.58	61.76	61.87	62.69	64.34	64.37	64.42	65.25	66.92	67.12	67.55
TiO ₂	0.55	0.74	0.52	0.48	0.48	1.14	0.83	0.74	0.70	0.68	0.61	0.56
Al ₂ O ₃	25.00	20.96	21.76	22.06	21.44	17.04	17.57	18.55	16.95	15.69	16.06	16.00
Fe ₂ O ₃ _{общ}	6.40	7.25	6.08	5.95	5.79	8.37	7.60	7.43	7.14	6.11	6.08	6.05
MnO	0.05	0.05	0.05	0.07	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.04	0.07
MgO	2.31	3.41	2.17	2.02	2.08	2.93	3.00	2.64	2.58	2.70	1.75	1.96
CaO	0.90	1.27	0.57	0.51	0.51	0.89	0.82	0.92	1.15	0.89	2.38	1.60
Na ₂ O	2.12	2.42	1.56	1.75	1.85	1.54	1.61	1.63	2.44	3.57	3.84	2.49
K ₂ O	6.05	4.31	5.52	5.28	5.11	3.71	4.13	3.61	3.74	3.38	2.12	3.73
K ₂ O/Na ₂ O	2.86	1.78	3.53	3.01	2.77	2.41	2.56	2.21	1.54	0.95	0.55	1.50
a	0.52	0.41	0.42	0.42	0.40	0.31	0.32	0.34	0.31	0.28	0.28	0.28
Ba		625	1180					500		848	195	779
Rb		190	185					127		123	138	157
Sr		156	102					150		134	236	288
Zr		61	193					130		184	58	234
Y		24	25.7					23.1		12	22	24.7
Nb		16	14					11		12	12	13
Ta		1.24	0.95					0.94		0.88	0.93	1.02
Cr		82	65					105		84	57	67
Ni		34	26					44		28	26	27
Sc		16.70	15.60					18.50		9.10	11.50	14.00
La		37.00	50.10					33.10		22.00	25.00	49.20
Ce		77.00	94.30					65.60		54.00	46.00	92.20
Pr		8.60	11.10					7.68		5.40	5.60	11.20
Nd		32.00	38.80					29.60		20.00	21.00	39.90
Sm		6.00	7.73					5.80		3.50	4.20	7.07
Eu		1.09	1.25					1.14		0.88	1.18	1.24
Gd		4.90	5.79					4.86		2.90	4.00	5.97
Tb		0.77	0.77					0.70		0.44	0.66	0.79
Dy		4.10	4.59					3.90		2.60	3.60	4.42
Ho		0.86	0.84					0.74		0.48	0.72	0.82
Er		2.30	2.74					2.26		1.35	2.10	2.63
Tm		0.35	0.34					0.31		0.20	0.34	0.34
Yb		2.30	2.45					2.36		1.45	2.20	2.56
Lu		0.33	0.34					0.33		0.18	0.31	0.33
Hf		3.10	3.35					3.23		5.50	3.00	3.51
Th		11.80	10.60					8.53		8.00	9.50	8.49
U		2.70	4.72					2.97		2.30	3.80	3.92
ΣP3Э		178	221					158		115	117	219
La _N /Lu _N		12	16					11		13	9	16
Eu/Eu*		0.61	0.57					0.66		0.84	0.88	0.58
Cr/Th		6.95	6.14					12.31		10.50	6.00	7.93
La/Sc		2.22	3.21					1.79		2.42	2.17	3.51
CIA	68	66	69	70	69	68	67	69	63	58	55	59

Продолжение табл. 1.3

Компо- ненты	Северные разрезы (от оз. Янисъярви до пос. Харлу)							Южные разрезы (от пос. Ляскеля до мыса Импиниеми)		
	087/1	124-1	113-5	083/1	091/2	086/1	091/1	26-2	10403/2	20-1
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	69.86	70.26	70.32	73.57	74.00	74.04	75.92	66.84	67.63	68.03
TiO ₂	0.64	0.65	0.58	0.58	0.64	1.07	0.59	0.86	0.67	0.74
Al ₂ O ₃	14.50	14.37	14.91	13.68	12.62	11.07	11.97	14.96	15.49	15.52
Fe ₂ O ₃ _{общ}	6.49	5.45	5.45	4.56	4.90	5.86	3.80	7.13	6.19	5.52
MnO	0.14	0.05	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.08	0.07	0.05
MgO	1.90	2.40	2.50	1.42	1.68	1.90	1.21	2.48	2.39	2.05
CaO	1.11	1.24	0.76	0.80	1.07	1.59	1.97	1.20	1.74	1.03
Na ₂ O	1.64	3.29	2.00	2.63	2.70	2.37	3.11	2.56	2.42	3.88
K ₂ O	3.72	2.29	3.43	2.71	2.36	2.04	1.39	3.89	3.41	3.18

Продолжение табл. 1.3

Компоненты	Северные разрезы (от оз. Янисъярви до пос. Харлу)							Южные разрезы (от пос. Ляскеля до мыса Импиниеми)		
	087/1	124-1	113-5	083/1	091/2	086/1	091/1	26-2	10403/2	20-1
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
K ₂ O/Na ₂ O	2.27	0.70	1.71	1.03	0.88	0.86	0.45	1.52	1.41	0.82
a	0.24	0.24	0.25	0.22	0.20	0.18	0.19	0.26	0.27	0.27
Ba		426	824			329	350	625	677	524
Rb		173	111			86	78	135	116	84
Sr		302	117			91	158	154	177	156
Zr		174	178			483	260	63	161	80
Y		29	20			27.8	19.8	17	22	17
Nb		11	10			10	10	12	9	9
Ta		0.97	0.81			0.80	0.80	1.05	0.68	0.67
Cr		140	100			152	100	109	85	63
Ni		29	40			35	26	43	34	25
Sc		14.40	11.10			12.50	11.60	12.40	15.40	9.90
La		49.00	51.00			44.60	25.30	24.00	33.10	15.30
Ce		101.00	106.00			90.30	53.30	50.00	65.60	35.00
Pr		10.20	11.90			10.80	6.13	5.70	7.62	4.10
Nd		38.00	45.00			38.80	23.60	22.00	29.20	16.00
Sm		6.60	7.80			7.22	4.37	4.30	5.53	3.50
Eu		1.37	1.30			1.18	0.95	0.96	1.07	0.83
Gd		5.70	6.40			6.19	3.73	3.50	4.67	3.20
Tb		0.88	0.89			0.85	0.58	0.54	0.65	0.53
Dy		4.50	4.20			5.08	3.43	3.00	3.85	2.90
Ho		0.89	0.79			0.91	0.64	0.62	0.76	0.65
Er		2.50	2.80			2.93	2.10	1.62	2.25	1.77
Tm		0.45	0.31			0.35	0.25	0.28	0.27	0.31
Yb		2.60	2.20			2.82	1.85	1.72	2.13	1.83
Lu		0.37	0.30			0.42	0.27	0.26	0.26	0.27
Hf		5.10	5.20			7.15	4.24	3.10	3.17	3.80
Th		15.60	11.60			13.40	9.38	7.70	7.04	8.50
U		3.50	3.20			3.63	2.56	2.30	2.40	1.84
ΣP3Э		224	241			212	127	119	157	86
La _N /Lu _N		14	18			11	10	10	14	6
Eu/Eu*		0.68	0.56			0.54	0.72	0.76	0.64	0.76
Cr/Th		8.97	8.62			11.34	10.66	14.16	12.09	7.41
La/Sc		3.40	4.59			3.57	2.18	1.94	2.15	1.55
CIA	62	59	64	61	59	55	54	59	59	57

Продолжение табл. 1.3

Компоненты	Южные разрезы (от пос. Ляскеля до мыса Импиниеми)									
	19-6	11103/1	10303/1	10403/1	11003/1	23-1	18-10	22-7	25-4	24-3
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	69.85	70.07	70.94	71.22	72.58	72.62	72.83	75.04	75.25	75.91
TiO ₂	0.69	0.50	0.58	0.55	0.55	0.49	0.62	0.47	0.38	0.30
Al ₂ O ₃	14.14	14.78	15.00	13.80	13.31	13.88	12.66	12.98	13.09	13.18
Fe ₂ O _{3общ}	5.76	4.48	5.17	5.16	4.80	3.79	5.21	3.33	3.25	2.42
MnO	0.04	0.09	0.05	0.06	0.07	0.08	0.05	0.03	0.02	0.03
MgO	2.01	1.69	1.76	1.91	1.79	1.03	1.72	1.04	0.90	0.84
CaO	2.04	2.32	1.24	1.98	1.44	4.13	1.95	1.52	2.11	1.90
Na ₂ O	3.20	3.59	1.44	2.87	3.04	1.93	3.10	2.92	3.73	4.29
K ₂ O	2.27	2.48	3.82	2.44	2.41	2.05	1.86	2.67	1.28	1.13
K ₂ O/Na ₂ O	0.71	0.69	2.65	0.85	0.79	1.06	0.60	0.91	0.34	0.26
a	0.24	0.25	0.25	0.23	0.22	0.23	0.20	0.20	0.20	0.20
Ba	524			315		254	375	615	274	533
Rb	83			95		96	67	86	59	30
Sr	178			197		271	177	226	234	304
Zr	76			155		70	78	86	63	57
Y	18			19.3		21	16	12	12	12
Nb	8			8		8	7	8	7	6
Ta	0.59			0.60		0.59	0.59	0.63	0.53	0.45
Cr	70			76		64	85	65	58	34
Ni	28			29		20	66	18	27	13

Компо- ненты	Южные разрезы (от пос. Ляскеля до мыса Импиниemi)									
	19-6	11103/1	10303/1	10403/1	11003/1	23-1	18-10	22-7	25-4	24-3
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Sc	12.30			13.50		7.80	11.30	7.40	7.10	6.20
La	27.00			33.50		26.00	29.00	22.00	25.00	21.00
Ce	56.00			66.70		54.00	59.00	45.00	44.00	41.00
Pr	6.30			7.72		5.60	6.70	4.70	5.30	4.60
Nd	23.00			29.70		22.00	24.00	17.40	20.00	17.90
Sm	4.20			5.47		4.10	4.10	3.00	3.30	3.00
Eu	0.86			1.13		0.74	0.81	0.81	0.63	0.72
Gd	3.70			4.63		3.70	3.50	2.50	2.70	2.60
Tb	0.51			0.61		0.58	0.49	0.40	0.40	0.37
Dy	2.70			3.56		3.50	2.80	2.00	2.10	2.00
Ho	0.58			0.65		0.78	0.57	0.46	0.44	0.43
Er	1.57			1.78		2.00	1.49	1.17	1.21	1.19
Tm	0.28			0.25		0.36	0.27	0.21	0.21	0.19
Yb	1.58			1.86		2.30	1.62	1.31	1.23	1.22
Lu	0.25			0.23		0.32	0.24	0.17	0.18	0.17
Hf	3.50			3.04		3.40	3.70	4.30	2.90	2.60
Th	8.30			6.76		7.20	8.60	9.90	7.00	6.50
U	2.00			2.23		1.76	2.30	1.25	1.53	1.53
ΣP3Э	129			158		126	135	101	107	96
La _N /Lu _N	12			16		9	13	14	15	13
Eu/Eu*	0.67			0.69		0.58	0.65	0.90	0.65	0.79
Cr/Th	8.43			11.17		8.89	9.88	6.57	8.29	5.23
La/Sc	2.20			2.48		3.33	2.57	2.97	3.52	3.39
CIA	55	54	63	56	57	52	54	55	54	53

Примечание. Главные элементы в весовых %, редкие элементы в мкг/г; все железо в виде Fe₂O₃; а – глиноземистый модуль Al/Si (ат. кол.). CIA = 100 × [Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O)] (в мол. %).

Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. U-Pb изотопный анализ цирконов выполнен на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ МПР (С.-Петербург). Данные обрабатывались согласно процедуре, описанной [Williams, 1998], с использованием программ обработки SQUID [Ludwig, 2000] и Isoplot/Ex [Ludwig, 2001]. Pb/U отношения нормализовались на отношение 0.0665 для ²⁰⁶Pb/²³⁸U в стандартном цирконе TEMORA, соответствующем возрасту 416.7 ± 1.30 млн лет (2σ) [Black et al., 2003].

Для выделения Nd и Sm использована методика, близкая к [Richard et al., 1976]. Изотопные составы Nd и Sm измерены на многоколлекторных масс-спектрометрах Finnigan MAT-261 и TRITON T1. Измеренные отношения ¹⁴⁹Sm/¹⁴⁷Sm нормализованы к отношению ¹⁵²Sm/¹⁴⁷Sm = 1.783079, а ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – к отношению ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219. Точность определения концентраций Sm и Nd – 0.5 %, изотопных отношений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd – 0.5 %, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – 0.005 % (2σ). Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.05 нг для Sm и 0.1 нг для Nd. Средневзвешенное значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в Nd стандарте La Jolla по результатам 25 измерений равно 0.511850 ± 5 (2σ). При расчете величины ε_{Nd} (T) использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR) ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638 и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967 [Jacobsen, Wasserburg, 1984]. Модельные значения возраста TNd (DM) вычислены в соответствии с моделью [Goldstein, Jacobsen, 1988], согласно которой изотопный состав Nd деплетированной мантии линейно эволюционировал с 4.55 млрд лет назад и имеет современное значение ε_{Nd} (0) = +10 (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd) = 0.513151 ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2136.

Геохимическая характеристика пород

Геохимическими методами исследованы наименее измененные наложенными процессами породы разреза.

Петрогеохимический состав пород ладожской серии отличается пропорциями петрогенных элементов от сопоставимых по содержанию кремнезема пород магматического происхождения. При вариациях SiO₂ 57–76 мас. % породы ладожской серии имеют повышенные содержания Fe₂O₃общ (8.37–2.42 мас. %), MgO (3.41–1.21 мас. %), TiO₂ (1.14–0.30 мас. %), пониженные концентрации CaO (2.38–0.51 мас. %) и Na₂O (4.29–1.44 мас. %), характеризуются преобладанием MgO над CaO (MgO/CaO = 1–4) (табл. 1.3).

На классификационной диаграмме log (Na₂O/K₂O) – log (SiO₂/Al₂O₃) [Pettijohn et al., 1973], усовершенствованной М. М. Хироном [Rollinson, 1993], которая используется для определения зрелости псаммитовых осадков (степени обогащения их кварцем по сравнению с другими минералами), породы ладожской серии попадают в группы незрелых разностей – преимущественно граувакк и частично лититовых вакк (рис. 1.14).

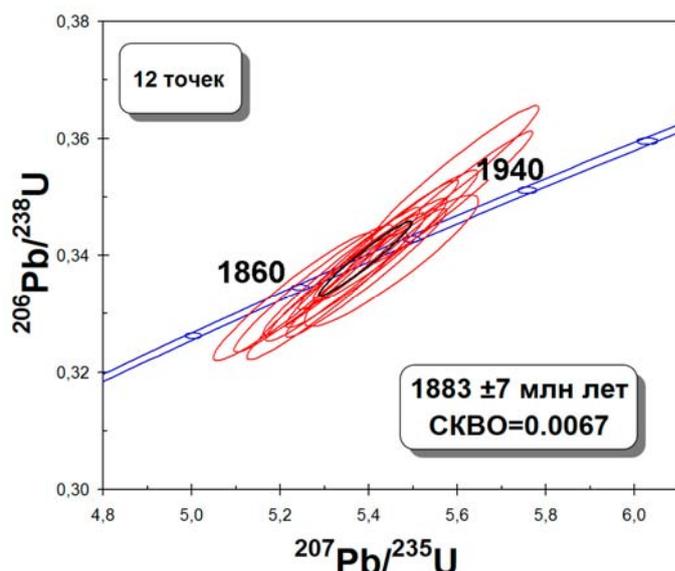


Рис. 1.13. График с конкордией для цирконов из метаандезита хунукской свиты (неопубликованные данные В. А. Богачева и Н. Б. Филиппова, ГГУП «СФ „Минерал“»)

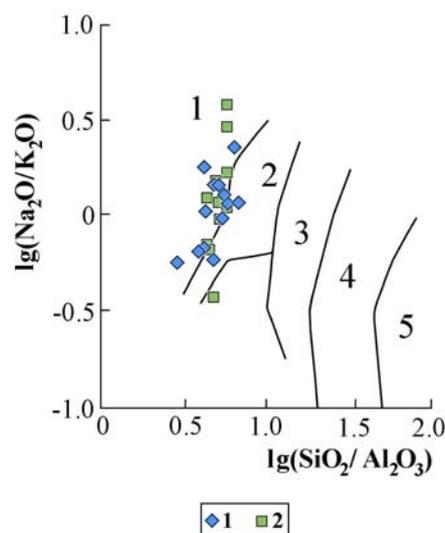


Рис. 1.14. Положение метаосадков ладожской серии на классификационной диаграмме $\lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}) - \lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ [Rollinson, 1993] Поля на диаграмме: 1 – граувакки, 2 – лититовые вакки, 3 – аркозы, 4 – сублититы, 5 – кварцевые арениты

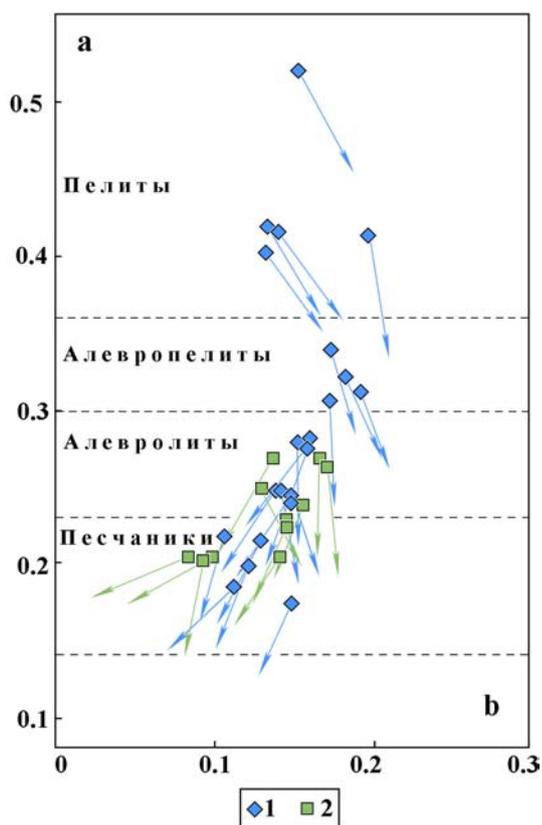


Рис. 1.15. Диаграмма ab [Неелов, 1980], с упрощениями для метатерригенных пород ладожской серии:

a, b – петрохимические характеристики (в атомных количествах): $a = \text{Al}/\text{Si}$, $b = (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Ca})/1000$; векторами обозначены параметры, характеризующие щелочность пород: $n = \text{K} + \text{Na}$ – длина вектора, $k = \text{K}/(\text{K} + \text{Na})$ – наклон вектора; 1 – метаосадки северных разрезов, 2 – метаосадки южных разрезов

Более детальная классификация осадков ладожской серии проведена с использованием диаграммы ab А. Н. Неелова [1980] (рис. 1.15). На диаграмме параметр $a = \text{Al}/\text{Si}$ (ат. кол.) – глиноземистый модуль – отражает два механизма дифференциации вещества (интенсивность химического выветривания и гранулометрическую сортировку). Параметр $b = (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Ca} + \text{Mg})/1000$ (ат. кол.) характеризует общую меланократовость пород. Щелочность пород выражена векторами: $n = \text{K} + \text{Na}$ (ат. кол.) – длина вектора (общая щелочность), $k = \text{K}/(\text{K} + \text{Na})$ – наклон вектора (степень преобладания калия над натрием). Точки составов пород ладожской серии выстраиваются в дифференцированный тренд, связанный в большей степени с гранулометрической дифференциацией вещества (рис. 1.15). При этом северные разрезы (от оз. Янисъярви до пос. Харлу) сложены более сортированными осадками, варьирующими по составу от песчаников до пелитов (глиноземистый модуль в породах меняется от 0.18 до 0.52), а осадки южных разрезов (от пос. Ляскеля до мыса Импиниemi) менее дифференцированы и представлены песчаниками и алевролитами (с глиноземистым модулем от 0.20 до 0.34) (рис. 1.15, табл. 1.3). Породы характеризуются умеренной щелочностью при значительной роли калия, содержания которого и отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ закономерно увеличиваются от песчаников (0.26) к пелитам (3.53) (табл. 1.3), что отражается на увеличении длины и веерообразном изменении направления векторов на рис. 1.15.

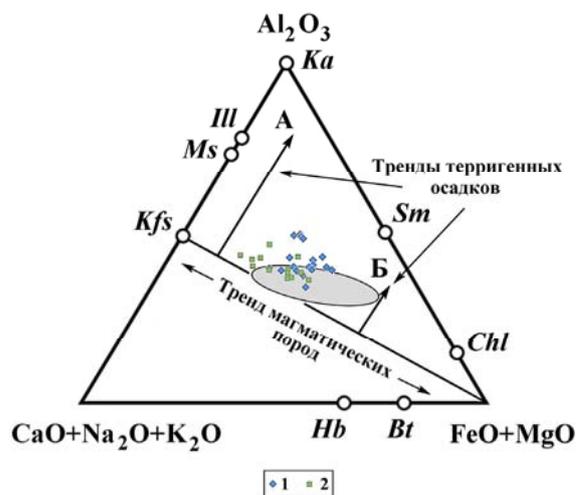
Степень химического выветривания пород, служивших источником терригенного материала, может быть количественно оценена при помощи параметра CIA

(химического индекса выветривания). Полевые шпаты особенно чувствительны к химическому выветриванию, и их разложение усиливает подвижность многих элементов, особенно щелочных и щелочноземельных металлов. Для подсчета указанного параметра учитывается предпочтительная подвижность Ca, Na и K в противовес инертному Al в процессе выветривания. Химический индекс зрелости CIA (выраженный в молекулярных %) высчитывается по формуле $100 \times (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO_{sil} + Na_2O + K_2O))$ и варьирует от 55 и ниже (для магматических пород) и от 55 до 90 и выше (для осадочных пород с сильно выветрелыми источниками). Метаосадки ладожской серии в целом имеют слабо и умеренно выветрелые источники сноса. Так, в пределах северных разрезов (от оз. Янисъярви до пос. Харлу) породы чуть более зрелые, со значениями CIA, варьирующими от 54 до 70. На юге (от пос. Ляскеля до мыса Импиниеми) этот индекс для рассматриваемых пород составляет 52–63 (табл. 1.3).

Слабая и средняя зрелость осадков иллюстрируется и тройной диаграммой $Al_2O_3 - (CaO + Na_2O + K_2O) - (FeO_{общ.} + MgO)$ (рис. 1.16), предложенной в работах [Nesbitt, Yong, 1984, 1989]. В основу диаграммы положен материал по изучению профилей выветривания различных по составу пород в разнообразных климатических зонах с учетом кинетических данных по разложению полевых шпатов. Составы магматических пород располагаются на линии, соединяющей точки FeO+MgO и Kfs. Стрелками показаны направления изменения химического состава кислых (А) и основных (Б) пород в процессе выветривания. Метаосадки ладожской серии образуют плохо сгруппированное поле составов, расположенное между кислыми и основными породами, вытянутое в направлении увеличения степени выветривания, что свидетельствует о неравномерном химическом выветривании терригенного материала в области сноса. Как видно из рисунка, тренд метаосадков ладожской серии лишь частично перекрывается с полем менее зрелых мезоархейских метаграувак Фенноскандинавского щита (Большозерская и Костомукшская структуры, Беломорский подвижный пояс) и Канадской провинции Сьюпириор (Понтиак, Куэтико, Инглиш-Ривер).

Рис. 1.16. Положение осадков ладожской серии на тройной диаграмме $Al_2O_3 - (CaO + Na_2O + K_2O) - (FeO_{общ.} + MgO)$ (молекулярные %) [Nesbitt, Yong, 1984, 1989]:

стрелками показаны направления изменения состава кислых (А) и основных (Б) магматических пород при химическом выветривании. Буквами обозначены идеализированные составы минералов: Hb – роговая обманка, Bt – биотит, Kfs – калиевый полевой шпат, Ms – мусковит, Ill – иллит, Ka – каолинит, Sm – смектит, Chl – хлорит. Поле серого цвета – метаграувакки Балтийского щита (Большозерская и Костомукшская структуры, Беломорский подвижный пояс) [Милькевич, Мыскова, 1998; Мыскова и др., 2003] и Канады (Понтиак, Куэтико, Инглиш-Ривер, провинция Сьюпириор) [Sawyer, 1986; Camire et al., 1993]



На бинарных диаграммах видно, что по содержаниям TiO_2 , Fe_2O_3 и MgO метаосадки ладожской серии северных разрезов разделяются на две группы (рис. 1.17–1.18). Малочисленная группа из пяти проб не вписывается в общие тренды, имея более низкие их концентрации. Возможно, такую разницу составов можно объяснить вариациями кислого и основного обломочного материала в источниках сноса. В целом для всех проанализированных пород ладожской серии характерны отрицательные корреляции SiO_2 с большинством петрогенных элементов (рис. 1.17), а для Na_2O и CaO – чуть заметная тенденция к положительным связям, что типично для незрелых метаосадков. Al_2O_3 отчетливо положительно коррелируется с TiO_2 , K_2O , Fe_2O_3 и MgO (рис. 1.18), что отражает, главным образом, гранулометрическую дифференциацию материала и является показателем невысокого химического выветривания пород.

Метапесчаники и метапелиты ладожской серии имеют однотипные линии распределения редких и редкоземельных элементов, которые близки спектрам распределения этих элементов в постаршейском среднем глинистом сланце Австралии PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] (рис. 1.19). Графики распределения РЗЭ умеренно дифференцированные с отношением $La_N/Lu_N = 10-16$ и с отчетливой отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.54-0.72$) (рис. 1.19, табл. 1.3). При этом более

дифференцированные (от песчаников до пелитов) осадки северных разрезов в целом имеют более высокие концентрации Ti, Rb, Nb, Y и редкоземельных элементов, в то время как слабо дифференцированные (от песчаников до алевролитов) осадки южных разрезов обеднены редкоземельными элементами и обогащены Sr. Такие вариации, вероятно, можно объяснить преобладанием в песчаных обломках кварца (лишенного редкоземельных элементов) и полевых шпатов (обедненных ими) при подчиненном количестве темноцветных минералов.

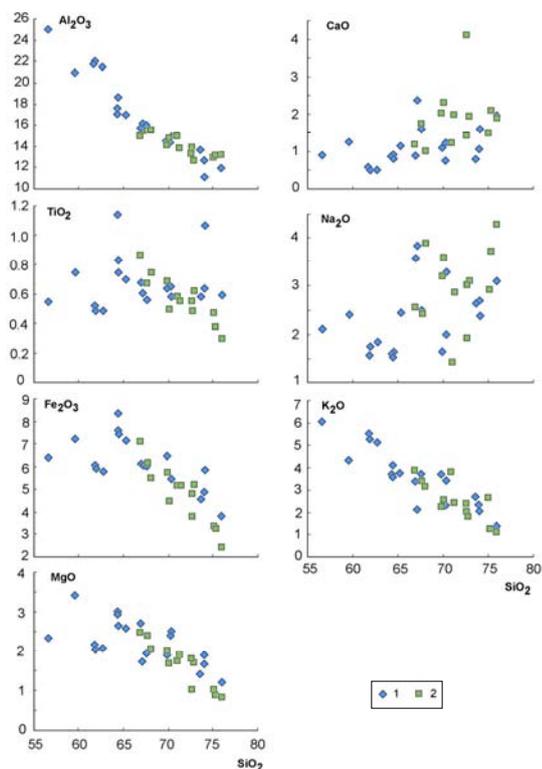


Рис. 1.17. Вариационные диаграммы (SiO_2 , мас. % – петрогенные оксиды, мас. %) для метаосадков ладожской серии:

1 – метаосадки северных разрезов (от оз. Янисъярви до пос. Харлу); 2 – метаосадки южных разрезов (от пос. Ляскеля до мыса Импиниemi)

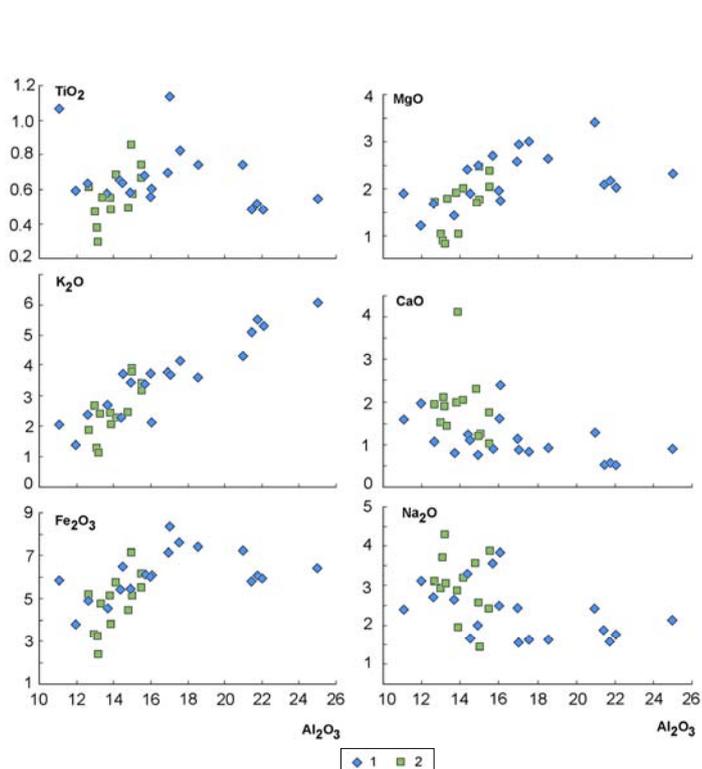


Рис. 1.18. Вариационные диаграммы (Al_2O_3 , мас. % – петрогенные оксиды, мас. %) для метаосадков ладожской серии:

1 – метаосадки северных разрезов (от оз. Янисъярви до пос. Харлу); 2 – метаосадки южных разрезов (от пос. Ляскеля до мыса Импиниemi)

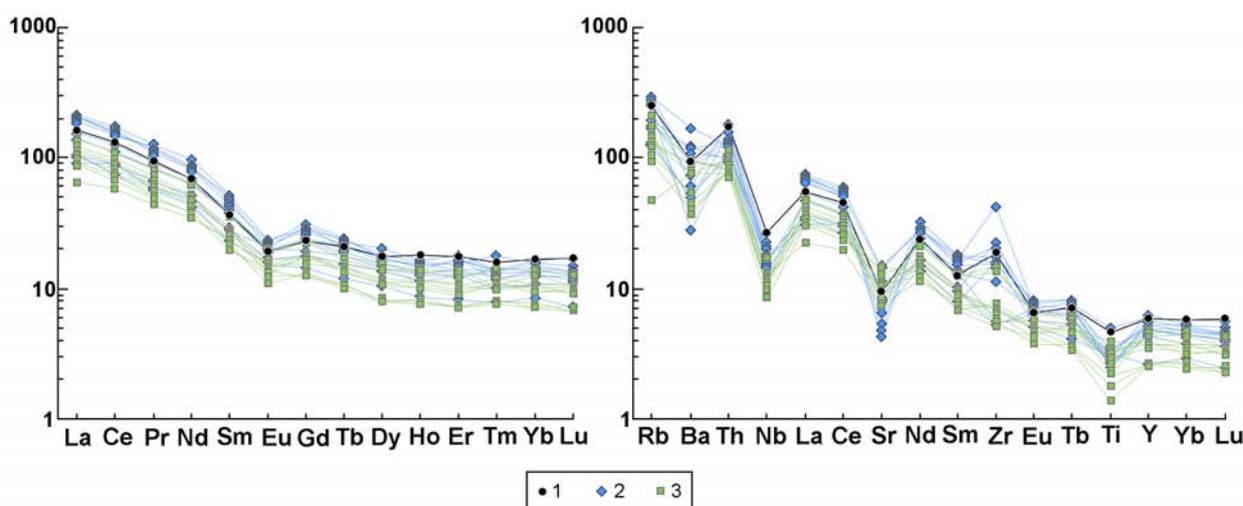


Рис. 1.19. Нормированные к хондриту по [Sun, McDonough, 1989] распределения редкоземельных элементов в метаосадках ладожской серии:

1 – PAAS (постархейский средний глинистый сланец Австралии) [Nance, Taylor, 1976]; 2 – метаосадки северных разрезов (от оз. Янисъярви до пос. Харлу); 3 – метаосадки южных разрезов (от пос. Ляскеля до мыса Импиниemi)

Метаосадки ладожской серии относятся к незрелым, поэтому можно считать, что концентрации элементов в области сноса не претерпели существенных изменений при литогенезе и содержания элементов в осадках отражают средневзвешенные их содержания в материнских породах. Одновременное присутствие в породах высоких содержаний SiO_2 , Na_2O , Sr, с одной стороны, и MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 и элементов группы железа, с другой, позволяет предположить для них смешанный источник сноса, включающий кислые и основные породы. Высокие концентрации легких РЗЭ, высокие индикаторные отношения La/Sc и низкие Cr/Th , наличие отчетливого минимума ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.54\text{--}0.90$) указывают на значительную роль кислого материала в источнике сноса метаосадков ладожской серии. Последний параметр отражает участие в формировании терригенного материала продуктов внутрикорового плавления калиевых гранитов.

Реконструкция состава протолита осуществлена с использованием наименее подвижных в осадочном процессе элементов. С этой целью широко используются редкие и редкоземельные элементы: Cr, Ni, V, Hf, Yb, Zr, La, Th, Sc и другие. Поскольку концентрации перечисленных элементов в осадках зависят преимущественно от содержаний в материнских породах и без особых потерь перемещаются из области питания в область накопления, с их помощью можно оценить приблизительную пропорцию пород в области сноса. Модельный состав источников сноса для осадков ладожской серии оценен с помощью диаграммы $\text{Cr}/\text{Ti} - \text{Hf}/\text{Yb}$ (рис. 1.20). Фигуративные точки осадков не образуют компактную группу, что может свидетельствовать о значительных вариациях состава обломочного материала. Вклад кислых пород составляет 90–50 %, основных – 50–10 % и ультраосновных – от 0 до 10 %. Возможно, такой широкий диапазон составов обломков по сравнению с источниками для мезоархейских осадков связан с большим разнообразием разрушающихся пород. Подстилающий фундамент включает не только архейские, но и протерозойские породы, представленные более зрелой континентальной корой, содержащей микроклиновые граниты.

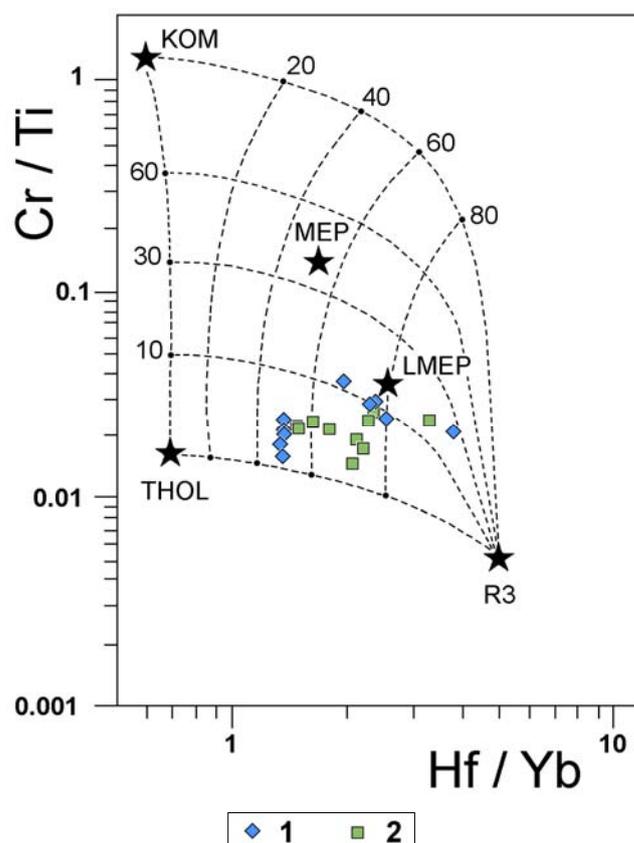


Рис. 1.20. Диаграмма $\text{Cr}/\text{Ti} - \text{Hf}/\text{Yb}$ [Fleche, Camire, 1996] для метаосадков ладожской серии:

КОМ – коматииты, ТНОЛ – толеиты, R3 – риолиты. МЕР – метаграувакки провинции Абитиби (Канада) с $\text{MgO} > 5$ мас. %, ЛМЕР – с $\text{MgO} < 5$ мас. %. 1 – метаосадки северных разрезов (от оз. Янисъярви до пос. Харлу), 2 – метаосадки южных разрезов (от пос. Ляскеля до мыса Импиниemi)

При моделировании палеогеодинамических обстановок питающих провинций для метаосадков ладожской серии использованы как главные, так и редкие элементы. На диаграмме $K_2O/Na_2O - SiO_2$, по [Roser, Korsch, 1986], точки составов рассматриваемых пород образуют тренд в поле активных континентальных окраин (рис. 1.21, а). На диаграмме, построенной с участием редких элементов, по [Bhatia, 1983], точки составов изученных осадков располагаются в полях активных континентальных окраин и континентальных островных дуг (рис. 1.21, б).

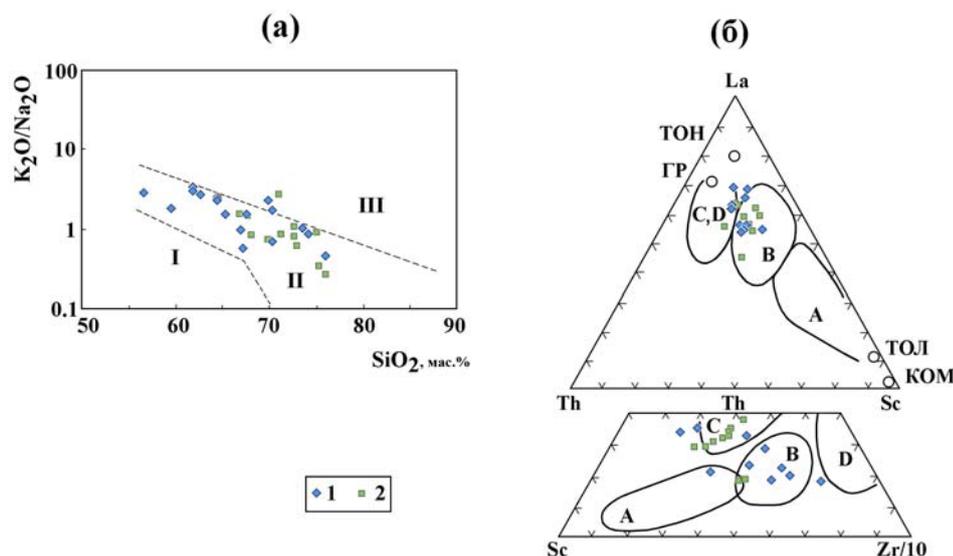


Рис. 1.21. Составы метаосадков ладожской серии на дискриминационных диаграммах $K_2O/Na_2O - SiO_2$ (а) по [Roser, Korsch, 1986] и $La - Th - Sc$ и $Th - Sc - Zr/10$ (б) по [Bhatia, 1983]

Поля на диаграммах: а: I – островные дуги, II – активные континентальные окраины, III – пассивные окраины; б: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины. ГР – гранит, ТОН – тоналит, КОМ – коматит, ТОЛ – толеит. 1 – метаосадки северных разрезов (от оз. Янисъярви до пос. Харлуу); 2 – метаосадки южных разрезов (от пос. Ляскеля до мыса Импи-ниemi)

Результаты геохронологических и изотопно-геохимических исследований

Проба 10403/1 (биотитовый сланец)

Монофракция циркона, судя по окатанности кристаллов, представлена зернами детритового происхождения. Подавляющее число цирконов в пробе имеет сложное строение: присутствуют центральные ядра, окруженные оболочкой. Размер зерен колеблется от 120 до 220 мкм.

Выявлено несколько возрастных кластеров циркона (рис. 1.22, табл. 1.14).

В пробе преобладают цирконы палеопротерозойского возраста (рис. 1.22, табл. 1.4). Из них наиболее многочисленная группа (включающая 28 зерен, в которых измерено 35 аналитических точек) имеет конкордантные и субконкордантные значения возраста ядерных частей, варьирующие по $^{207}Pb/^{206}Pb$ в интервале $1898 \pm 8 - 2069 \pm 31$ млн лет. Они, как правило, имеют короткопризматическую форму с коэффициентами удлинения 1.2–2, в редких случаях до 3. В катодной люминесценции кристаллы имеют весьма слабое свечение с сохранившимися в некоторых ядрах реликтами тонкой (реже грубой) осцилляторной зональности. Ядра представлены большей частью обломками, в ряде случаев окатанными. Окружающие каймы имеют неровные края и варьирующие размеры, в катодолуминесцентном изображении они темные без признаков зональности. Содержания U в цирконах умеренные и высокие – 109–895 мкг/г (с единичными аномально низкими и высокими значениями), Th – низкие и умеренные – 17–209 мкг/г, только в нескольких случаях аномально высокие. Th/U отношения преимущественно умеренные (0.29–0.99), с аномально низкими (0.08–0.03) в пяти зернах (скорее всего, метаморфогенные).

Для двух палеопротерозойских зерен получен более древний возраст (по $^{207}Pb/^{206}Pb$): 2457 ± 8 млн лет и 2480 ± 6 млн лет. По размерам, морфологии и внутреннему строению и содержаниям U и Th зерна не отличаются от цирконов вышеописанной более молодой группы.

В меньшем количестве присутствуют цирконы архейского возраста (рис. 1.22, табл. 1.4). В катодной люминесценции они демонстрируют сложное внутреннее строение. Восемь зерен имеют неоархейский возраст – 2508 ± 39 млн лет – 2755 ± 6 млн лет (по $^{207}Pb/^{206}Pb$). Для цирконов характерны варьирующие значения U (41–700 мкг/г), Th (62–530 мкг/г) и Th/U (0.23–1.58). В пяти зернах возраст циркона мезоархейский и составляет 2810 ± 21 млн лет – 3015 ± 13 млн лет (по $^{207}Pb/^{206}Pb$) с содержаниями U (87–250 мкг/г), Th (29–198 мкг/г) и Th/U (0.34–0.83).

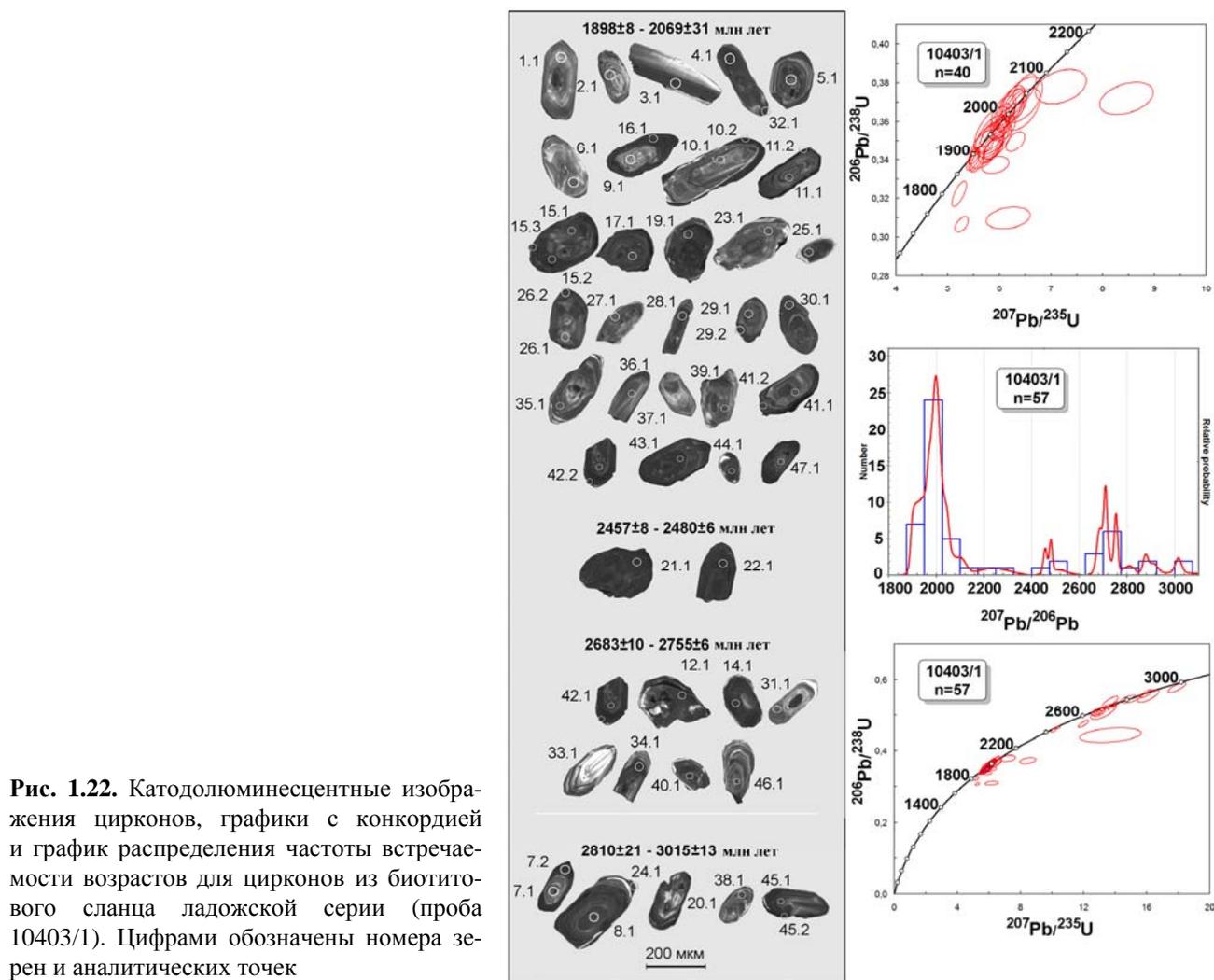


Рис. 1.22. Катодолуминесцентные изображения цирконов, графики с конкордией и график распределения частоты встречаемости возрастов для цирконов из биотитового сланца ладожской серии (проба 10403/1). Цифрами обозначены номера зерен и аналитических точек

Таблица 1.4

U-Pb изотопные данные для цирконов из пород ладожской серии

Зерно, точка	$^{206}\text{Pb}_e$, %	U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Возраст (млн лет)	Disc %	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Погрешность в %	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Погрешность в %	Err corr
Проба 10403/1										
10.2	0.03	1173	47	0.04	346	1898 ± 8	0	5.496 ± 0.6	0.3431 ± 0.4	0.663
17.1	0.05	685	124	0.19	201	1908 ± 11	1	5.503 ± 0.78	0.3416 ± 0.5	0.644
25.1	0.11	481	447	0.96	140	1914 ± 13	2	5.482 ± 0.93	0.3393 ± 0.58	0.621
4.1	0.08	693	321	0.48	192	1918 ± 14	7	5.22 ± 1.1	0.3223 ± 0.83	0.725
32.1	0.08	430	183	0.44	126	1931 ± 15	2	5.552 ± 1.1	0.3404 ± 0.76	0.667
15.1	0.02	301	50	0.17	91.3	1939 ± 16	-1	5.791 ± 1.1	0.3533 ± 0.73	0.642
19.1	0.09	396	18	0.05	115	1944 ± 14	3	5.569 ± 1	0.3388 ± 0.64	0.624
6.1	0.30	152	56	0.38	46.5	1950 ± 35	-1	5.86 ± 2.4	0.3556 ± 1.4	0.598
44.1	0.13	258	17	0.07	77.6	1960 ± 32	1	5.79 ± 2	0.3494 ± 0.78	0.396
37.1	0.29	75	58	0.80	22.4	1960 ± 35	2	5.76 ± 2.4	0.3473 ± 1.4	0.578
28.1	0.03	1033	209	0.21	309	1967 ± 8	2	5.79 ± 0.63	0.3479 ± 0.42	0.668
47.1	0.04	191	102	0.55	60	1967 ± 23	-2	6.083 ± 1.6	0.3654 ± 0.9	0.572
5.1	0.25	149	93	0.64	45.2	1969 ± 34	1	5.87 ± 2.3	0.3524 ± 1.3	0.550
23.1	0.09	196	117	0.62	61	1973 ± 20	-1	6.036 ± 1.4	0.3615 ± 0.89	0.617
26.2	0.06	304	93	0.31	93.3	1983 ± 19	1	5.996 ± 1.3	0.3569 ± 0.72	0.559
2.1	0.17	228	178	0.81	68.1	1984 ± 24	3	5.835 ± 1.7	0.3473 ± 1.1	0.622
29.2	0.04	497	40	0.08	153	1985 ± 12	1	6.013 ± 0.89	0.3675 ± 0.58	0.649
36.1	0.08	109	95	0.90	32.8	1990 ± 34	3	5.91 ± 2.2	0.3506 ± 1.2	0.521

Зерно, точка	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Возраст (млн лет)	Disc %	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Погрешность в %	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Погрешность в %	Egg corr
Проба 10403/1										
26.1	0.05	112	45	0.42	35.3	1991 ± 25	-1	6.21 ± 1.8	0.3678 ± 1.2	0.634
43.1	0.05	584	535	0.95	181	1993 ± 11	1	6.083 ± 0.81	0.36 ± 0.53	0.653
39.1	0.06	201	131	0.68	63.7	1993 ± 21	-2	6.236 ± 1.5	0.3692 ± 0.87	0.587
3.1	0.05	787	1153	1.51	234	1994 ± 13	4	5.837 ± 1.1	0.3454 ± 0.81	0.754
27.1	0.07	182	51	0.29	56.3	1997 ± 20	1	6.078 ± 0.71	0.3587 ± 0.48	0.668
15.2	0.02	776	465	0.62	239	2001 ± 9	1	6.085 ± 0.71	0.3587 ± 0.48	0.668
30.1	0.11	315	88	0.29	93.8	2001 ± 16	4	5.867 ± 1.1	0.3458 ± 0.69	0.617
42.2	0.04	641	450	0.73	201	2005 ± 10	0	6.203 ± 0.75	0.3648 ± 0.5	0.663
29.1	0.31	281	135	0.50	83.9	2006 ± 19	5	5.893 ± 1.3	0.3464 ± 0.76	0.580
41.2	0.97	266	94	0.36	82.5	2007 ± 25	2	6.075 ± 1.6	0.3568 ± 0.78	0.493
47.1	0.04	191	102	0.55	60	2008 ± 23	-2	6.083 ± 1.6	0.3654 ± 0.9	0.572
10.1	0.06	172	130	0.78	54.5	2009 ± 20	-1	6.284 ± 1.5	0.3687 ± 0.95	0.639
41.1	0.15	195	148	0.78	61.7	2023 ± 20	0	6.317 ± 1.4	0.3678 ± 0.9	0.621
15.3	0.73	675	71	0.11	179	2024 ± 15	17	5.27 ± 1	0.3066 ± 0.53	0.519
35.1	0.13	208	123	0.61	67.4	2026 ± 19	-2	6.486 ± 1.4	0.3768 ± 0.85	0.627
1.1	0.34	113	90	0.83	36.3	2039 ± 38	0	6.44 ± 2.5	0.3713 ± 1.3	0.532
11.1	0.07	895	408	0.47	282	2045 ± 9	-2	6.372 ± 0.68	0.3663 ± 0.45	0.657
16.1	2.46	649	19	0.03	193	2063 ± 30	10	5.92 ± 1.8	0.3372 ± 0.53	0.300
9.1	0.38	161	50	0.32	50.8	2069 ± 31	3	6.46 ± 0.2.1	0.3664 ± 1.2	0.570
13.1	1.09	639	216	0.35	194	2110 ± 19	9	6.307 ± 1.2	0.3495 ± 0.62	0.503
18.1	4.52	218	54	0.25	74	2201 ± 45	6	7.19 ± 2.8	0.3781 ± 0.96	0.348
45.2	13.51	780	26	0.03	240	2280 ± 46	31	6.17 ± 2.8	0.3099 ± 0.74	0.265
21.1	0.03	638	43	0.07	251	2457 ± 8	1	10.109 ± 0.75	0.4579 ± 0.59	0.780
22.1	0.04	1045	433	0.43	417	2480 ± 6	1	10.39 ± 0.56	0.4641 ± 0.42	0.748
42.1	7.06	260	258	1.03	89.4	2508 ± 39	23	8.46 ± 2.5	0.372 ± 0.91	0.370
7.2	0.02	545	130	0.25	222	2683 ± 10	7	11.99 ± 1.1	0.4747 ± 0.86	0.808
46.1	0.10	132	114	0.89	57.8	2685 ± 16	1	12.92 ± 1.4	0.5103 ± 1	0.739
31.1	0.09	128	122	0.99	59.1	2693 ± 16	-3	13.67 ± 1.5	0.5376 ± 1.2	0.786
14.1	0.02	695	446	0.66	302	2710 ± 7	3	12.978 ± 0.63	0.5053 ± 0.49	0.776
40.1	0.04	524	530	1.04	233	2710 ± 7	1	13.303 ± 0.7	0.5178 ± 0.54	0.772
8.1	0.84	504	513	1.05	222	2713 ± 14	3	13.01 ± 1.2	0.5057 ± 0.87	0.720
33.1	0.28	41	62	1.58	17.8	2733 ± 28	3	13.27 ± 2.5	0.5092 ± 1.8	0.729
34.1	0.05	497	109	0.23	227	2751 ± 8	0	14 ± 0.72	0.5317 ± 0.56	0.767
12.1	0.05	700	156	0.23	314	2755 ± 6	2	13.754 ± 0.68	0.5209 ± 0.55	0.819
45.1	0.89	250	198	0.82	118	2810 ± 21	0	14.89 ± 1.5	0.5455 ± 0.77	0.508
38.1	0.06	215	172	0.83	104	2877 ± 11	0	15.96 ± 1	0.5609 ± 0.8	0.772
20.1	0.19	87	29	0.34	41.3	2910 ± 18	2	16.1 ± 1.7	0.5546 ± 1.3	0.753
24.1	14.01	142	63	0.46	62.9	3012 ± 89	27	13.7 ± 5.8	0.4429 ± 1.9	0.319
7.1	0.00	209	89	0.44	104	3015 ± 13	2	17.92 ± 1.3	0.5783 ± 1	0.797
Проба 091/1										
28.1	0.19	324	265	0.85	92	1895 ± 19	3	5.267 ± 1.2	0.3295 ± 0.68	0.544
26.1	0.00	1214	767	0.65	355	1896 ± 9	0	5.449 ± 0.64	0.3407 ± 0.41	0.644
33.1	0.06	1145	793	0.72	330	1898 ± 9	2	5.376 ± 0.63	0.3357 ± 0.39	0.624
32.1	0.04	728	454	0.64	203	1899 ± 12	5	5.208 ± 0.87	0.3249 ± 0.57	0.660
13.1	0.12	225	139	0.64	62.7	1899 ± 20	5	5.202 ± 1.4	0.3246 ± 0.79	0.579
36.1	0.04	2373	1133	0.49	703	1900 ± 7	0	5.525 ± 0.5	0.3446 ± 0.33	0.664
10.1	0.00	689	504	0.75	172.3	1902 ± 11	16	4.67 ± 0.7	0.2908 ± 0.4	0.582
21.1	0.06	668	391	0.60	200	1904 ± 11	-1	5.607 ± 0.81	0.349 ± 0.56	0.688
16.1	0.05	580	347	0.62	170	1904 ± 12	1	5.461 ± 0.88	0.3399 ± 0.54	0.611
14.1	0.00	1809	1620	0.93	546	1906 ± 9	-2	5.651 ± 0.52	0.3512 ± 0.35	0.675
27.1	0.04	958	271	0.29	286	1906 ± 10	-1	5.594 ± 0.72	0.3477 ± 0.44	0.609
22.1	0.09	450	326	0.75	138	1909 ± 15	-3	5.725 ± 1.1	0.3553 ± 0.68	0.632
18.1	0.04	1559	903	0.60	0.04	1909 ± 8	-2	5.684 ± 0.58	0.3527 ± 0.37	0.650
25.1	0.03	324	292	0.93	96.3	1911 ± 18	0	5.588 ± 1.2	0.3464 ± 0.74	0.592
17.1	0.07	728	760	1.08	219	1912 ± 10	-1	5.655 ± 0.75	0.3504 ± 0.48	0.632
12.2	0.04	1332	430	0.33	409	1920 ± 9	-3	5.799 ± 0.64	0.3576 ± 0.41	0.642
12.1	0.04	1322	713	0.56	402	1922 ± 9	-2	5.745 ± 0.63	0.354 ± 0.4	0.638
34.1	0.80	347	183	0.54	89.4	1926 ± 28	15	4.832 ± 1.7	0.2971 ± 0.68	0.401

Зерно, точка	²⁰⁶ Pb _c , %	U, мкг/г	Th, мкг/г	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, мкг/г	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Возраст (млн лет)	Disc %	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U Погрешность в %	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Погрешность в %	Erg corr
Проба 091/1										
3.1	1.32	269	183	0.70	65.9	1960 ± 56	23	4.66 ± 3.2	0.2811 ± 0.7	0.233
5.1	0.04	441	410	0.96	133.9	1961 ± 20	1	5.87 ± 1.3	0.3535 ± 0.5	0.416
8.1	0.01	2798	2489	0.92	867.4	1978 ± 6	0	6.04 ± 0.9	0.3609 ± 0.8	0.936
7.1	0.00	213	110	0.54	66.5	2010 ± 16	1	6.19 ± 1.0	0.3627 ± 0.5	0.515
20.1	0.00	933	1004	1.11	310	2034 ± 31	-4	6.69 ± 1.8	0.387 ± 0.46	0.249
6.1	0.09	458	345	0.78	133.1	2050 ± 23	9	5.89 ± 1.7	0.338 ± 1.2	0.675
23.1	0.00	121	60	0.51	40.5	2116 ± 24	0	7.04 ± 1.8	0.3886 ± 1.1	0.617
37.1	0.09	139	93	0.70	48.9	2130 ± 23	-4	7.48 ± 1.6	0.4096 ± 0.99	0.604
31.1	0.00	335	196	0.61	112	2133 ± 15	1	7.12 ± 1.1	0.3895 ± 0.68	0.629
15.1	0.04	1463	626	0.44	583	2494 ± 6	2	10.471 ± 0.57	0.4639 ± 0.45	0.780
9.1	0.05	266	203	0.79	110.2	2663 ± 14	5	12.05 ± 1	0.4823 ± 0.5	0.483
30.1	0.46	71	27	0.39	32	2696 ± 26	-1	13.35 ± 2.2	0.5241 ± 1.6	0.704
24.1	0.03	284	33	0.12	131	2771 ± 11	0	14.38 ± 1	0.5396 ± 0.73	0.727
38.1	0.22	205	15	0.07	91.2	2798 ± 15	4	14.01 ± 1.3	0.517 ± 0.86	0.681
11.1	0.03	443	66	0.15	209	2800 ± 8	-1	14.94 ± 0.76	0.5506 ± 0.58	0.764
39.1	0.05	320	331	1.07	149	2812 ± 9	1	14.81 ± 0.85	0.5418 ± 0.64	0.749
2.1	0.01	54	20	0.38	26.6	2923 ± 20	1	16.68 ± 1.6	0.5698 ± 0.9	0.609
4.1	0.03	302	280	0.96	137.7	2950 ± 9	8	15.78 ± 0.7	0.5301 ± 0.5	0.640
1.1	0.00	250	155	0.64	125.1	2958 ± 9	0	17.41 ± 0.7	0.5819 ± 0.5	0.646

Примечание. Ошибки приведены для интервала 1-σ. Pb_c и Pb* указывают обыкновенную и радиогенную составляющие, соответственно. Ошибка калибровки стандарта 0.69 %. (1) Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ²⁰⁴Pb. Disc – коэффициент дискордантности: 100*((1 – (возраст ²⁰⁶Pb/²³⁸U)/(возраст ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)). Erg corr – коэффициент корреляции отношений ²⁰⁷Pb*/²³⁵U – ²⁰⁶Pb*/²³⁸U.

Проба 091/1 (биотитовый сланец)

По морфологии и внутреннему строению цирконы сходны с описанными в предыдущей пробе (короткопризматические с коэффициентом удлинения 1.3–2 с детритовыми ядрами, окруженными оболочкой), но уступают им в размерах, не превышая 70–100 мкм по длинной оси.

В пробе также присутствуют уже ранее наметившиеся близкие возрастные группы (выделенные по изотопному отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb).

Как и в предыдущем случае, в монофракции преобладают цирконы палеопротерозойского возраста (рис. 1.23, табл. 1.4).

Для наиболее молодых зерен, которые составляют самую многочисленную группу, по 18 точкам посчитан по верхнему пересечению дискордии с конкордией возраст 1906 ± 5 млн лет. В режиме катодной люминесценции видно преобладание зерен со слабым свечением, в единичных случаях ядра в них сохраняют реликты осцилляторной зональности. Для цирконов характерны варьирующие и в большинстве своем повышенные содержания U (225–2373 мкг/г) и Th (139–1620 мкг/г) и средние Th/U отношения (0.29–1.08).

В меньшем количестве (9 шт.) присутствуют зерна с возрастом 1961 ± 20 млн лет – 2133 ± 15 млн лет, и одно зерно с возрастом 2494 ± 6 млн лет. В катодной люминесценции они относительно светлые с реликтами осцилляторной зональности. Содержания U (121–2798 мкг/г) и Th (60–2489 мкг/г) в цирконах сильно варьирующие, Th/U отношения умеренные (0.44–1.11).

Четыре зерна (светлые, с осцилляторной зональностью) имеют неоархейский возраст (2663 ± 4 – 2798 ± 15 млн лет) и характеризуются умеренными и низкими содержаниями U (71–284 мкг/г), Th (15–203 мкг/г) и Th/U отношениями (0.07–0.79).

В пяти зернах, имеющих разное и сложное внутреннее строение, измерен мезоархейский возраст (2800 ± 8 – 2958 ± 9 млн лет). Содержания U (54–443 мкг/г), Th (20–331 мкг/г) и Th/U отношения (0.15–1.07) в цирконах варьирующие.

Результаты Sm-Nd изотопных исследований по двум изученным пробам приведены в табл. 1.5. Модельные возрасты для них составляют 2.5 и 2.6 млрд лет, что отражает средневзвешенные значения суммы архейских и протерозойских источников.

Таблица 1.5

Sm-Nd данные для метаосадков ладожской серии

№ пробы	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	T _{Nd} (DM), млрд лет
091/1	4.43	23.6	0.1137	0.511441	2.6
10403/1	5.47	30.4	0.1087	0.511386	2.5

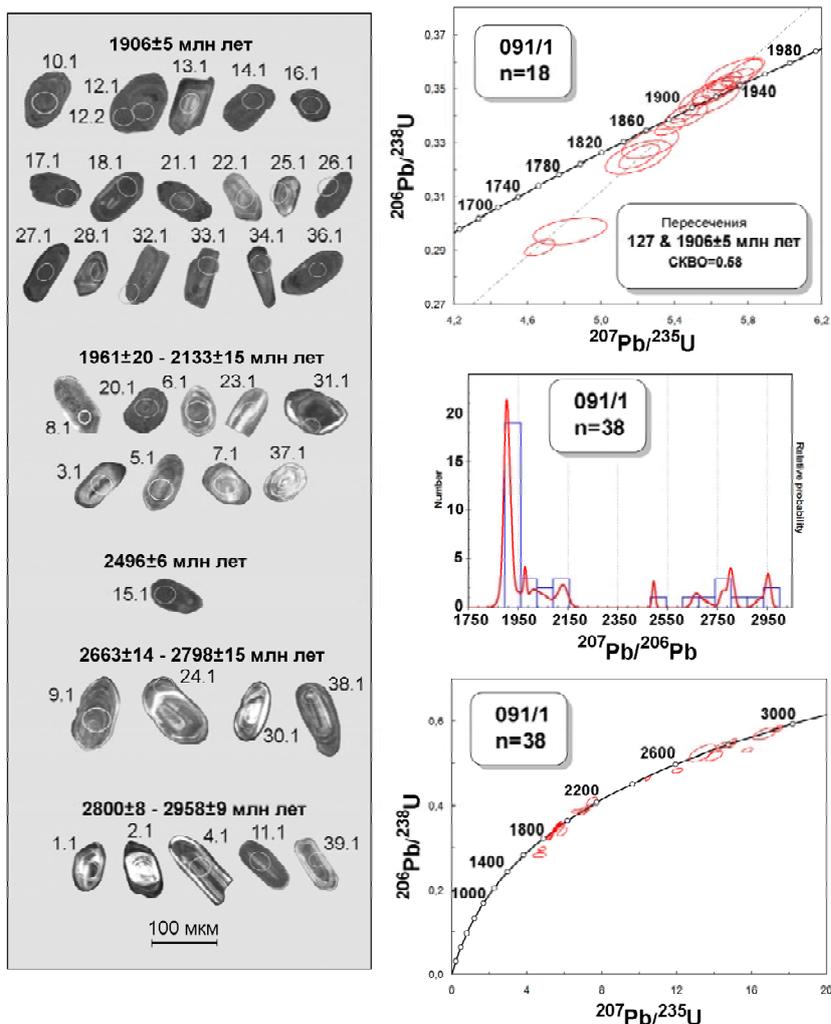


Рис. 1.23. Катодолуминесцентные изображения цирконов, графики с конкордией и график распределения частоты встречаемости возрастов для цирконов из биотитового сланца ладожской серии (проба 091/1). Цифрами обозначены номера зерен и аналитических точек

В цирконах из описанных проб была изучена минералогия включений на микроанализаторе TESKAN (г. Петрозаводск).

Наиболее часто встречающиеся минеральные включения в цирконах, выделенных из пробы 10403/1, представлены апатитом, чуть реже амфиболом, менее характерны биотит, мусковит, хлорит, плагиоклаз и К-Na полевой шпат (рис. 1.24). В пробе 091/1 среди минеральных включений также преобладают апатит, амфибол, в меньшей степени биотит, в подчиненном количестве присутствуют включения мусковита, полевых шпатов и хлорита (рис. 1.24).

Выводы

1. Ладожская серия представлена ритмично-слоистыми терригенными осадками, метаморфизованными в условиях от зеленосланцевой до низкотемпературной амфиболитовой фации. По минеральному составу породы варьируют от существенно кварц-биотитовых и двуслюдяных сланцев, местами с заметным количеством углеродистого вещества (в северных разрезах), до содержащих андалузит, ставролит и гранат (соответственно, в центре и на юге территории).

2. Северные разрезы сложены более сортированными осадками, по гранулометрическому составу изменяющимися от песчаников до пелитов; центральные и южные участки представлены менее дифференцированными разностями (от песчаников до алевролитов). По химическому составу это незрелые породы со средним и низким химическим индексом выветривания (CIA), варьирующим от 54–70 (на севере территории) до 52–63 (в центре и на юге).

3. Источники терригенного материала характеризовались переменным составом и включали 90–50 % кислых, 50–10 % основных и от 0 до 10 % ультраосновных пород.

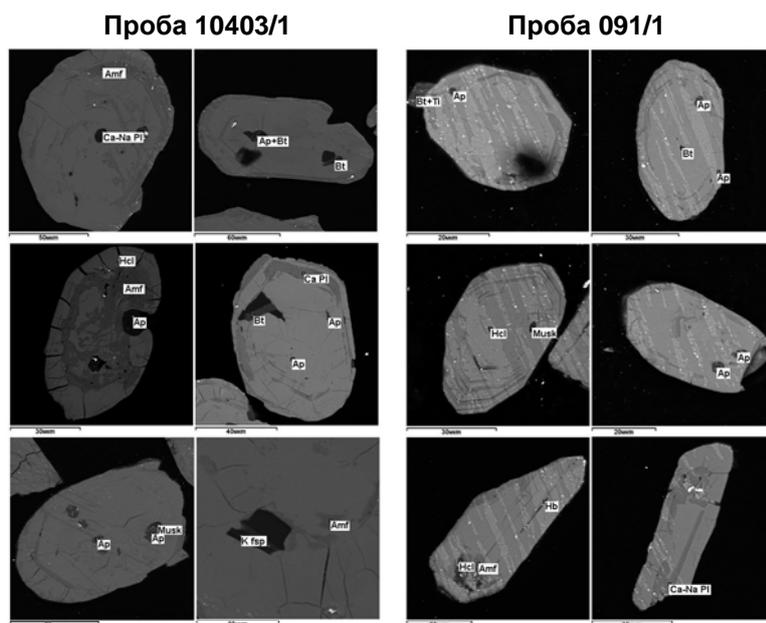


Рис. 1.24. Микрофотографии минеральных включений в цирконах из биотитовых сланцев ладожской серии

4. Условия, в которых происходило осадконакопление, могут быть приравнены к обстановкам современных активных континентальных окраин.

5. В составе терригенного материала велика доля пород палеопротерозойского возраста. Минимальный возраст детритового циркона (1898 ± 8 млн лет) является нижним ограничителем времени формирования серии, т. е. к моменту осадконакопления породы с таким возрастом уже присутствовали в области сноса. Верхним ограничителем служит возраст прорывающих монцодиоритов Велимякской интрузии, составляющий 1892 ± 5 млн лет. Преобладание в зернах цирконов минеральных включений апатита и амфибола позволяет предположить в качестве источника терригенного материала протерозойские породы среднего состава. Ими могли быть близкие по возрасту в пределах погрешности (1883 ± 8 млн лет) трахиандезиты и трахиандезибазалты хунуккской свиты. Не исключаются также вулканы бимодальной островодужной формации Пюхасалми, детально исследованной на территории Финляндии в районе, примыкающем к Раахе-Ладожской зоне (пояс Саво). U-Pb по цирконам возраст (TIMS) риолитов формации определен как 1921 ± 15 млн лет [Kousa et al., 1994].

Если же исходить из крупных размеров детритовых цирконов, разрушаться могли плутонические породы. Sm-Nd изотопные данные по осадкам ладожской серии, приведенные в настоящей работе и опубликованные ранее [Котова и др., 2009], дают достаточно древние значения модельного возраста от 2.5 до 2.7 млрд лет (единичные – 3.1 млрд лет), свидетельствующие о весомом вкладе коры неорхейского возраста в протолит осадков. Неорхейские породы значительно распространены на изученной территории, их U-Pb цирконовый возраст определяется как 2.66–2.70 млн лет [Тугаринов, Бибилова, 1980; Мыскова и др., 2012].

1.2.4. Протерозой, лахденпохская серия

В пределах высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой области Приладожья стандартные признаки стратификации толщ теряются, и их возрастные соотношения с другими частями разрезов становятся неоднозначными. В силу этого в зоне высокого метаморфизма выделена лахденпохская метаморфическая серия в качестве высокотемпературного аналога ладожской серии [Шульдинер и др., 1995].

Ляхденпохская серия характеризуется преобладанием метаграувакк, повсеместным присутствием мергелистых пород и примесью вулкаников известково-щелочного ряда. Иногда встречаются известковистые породы в виде маломощных (первые десятки см) будинированных горизонтов диопсид-, скаполит- и амфиболсодержащих пород, залегающих в виде будинированных маломощных пачек в плаггиогнейсах.

Литологический состав метаморфизованных толщ этой серии несколько отличается при переходе от северной части, граничащей с Мейерским надвигом, далее к югу до перекрытой платформенным чехлом области свекофеннид. В силу такого вещественного различия толщ, подчеркнутого также соответствующими метаморфическими минеральными парагенезисами, высокотемпературная область свекофеннид была подразделена на Лахденпохскую и Приозерскую зоны, содержащие несколько разные породные парагенезисы. Вещественная характеристика преобладающих в этих зонах толщ приводится ниже. Эти отличия в большей степени связаны не с уровнем метаморфического преобразования вулканогенно-осадочного материала, а скорее отражают исходный состав протолитов (рис. 1.25–1.26).

Лахденпохская зона

Строение и состав толщ Лахденпохской зоны ранее были довольно подробно охарактеризованы [Шульдинер и др., 1996]. В названной работе впервые были описаны преобладающие ассоциации пространственно-связанных метаморфических пород в ранге петроформаций. Как уже указывалось, петрографический состав и облик метаморфических формаций определяются исходной литологией, условиями метаморфических преобразований, вовлеченностью в деформационные процессы. Суммарное влияние этих факторов создает определенную естественную ассоциацию различных пород, которые удастся идентифицировать и отобразить на средне- и крупномасштабных картах или схемах (рис. 1.3, 1.27).

Гранатгнейсовая формация. Очень характерная и распространенная в Приладожье. Слагают ее в основном гранат-биотитовые плагиогнейсы и мигматиты. Формация монотонна по составу, хотя неравномерная мигматизация придает некоторое текстурное разнообразие толщам, так как лейкосома проявлена в послойных, сетчатых, порфиробластических и т.п. формах.

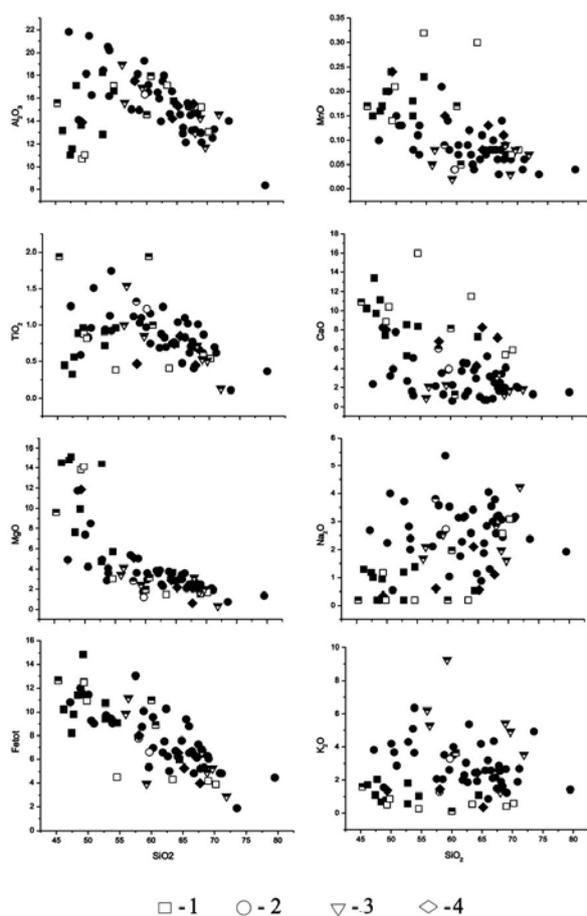


Рис. 1.25. Диаграммы SiO₂ – элемент для супракrustальных пород (лахденпохской метаморфической серии) Лахденпохской и Приозерской зон Приладожья:

1 – гиперстеновые гнейсы; 2 – Bt, Grt-Bt гнейсы и мигматиты; 3 – глиноземистые гнейсы; 4 – известковистые будины. Сплошной заливкой показаны образцы из Лахденпохской зоны, все остальные – из Приозерской и переходной зон

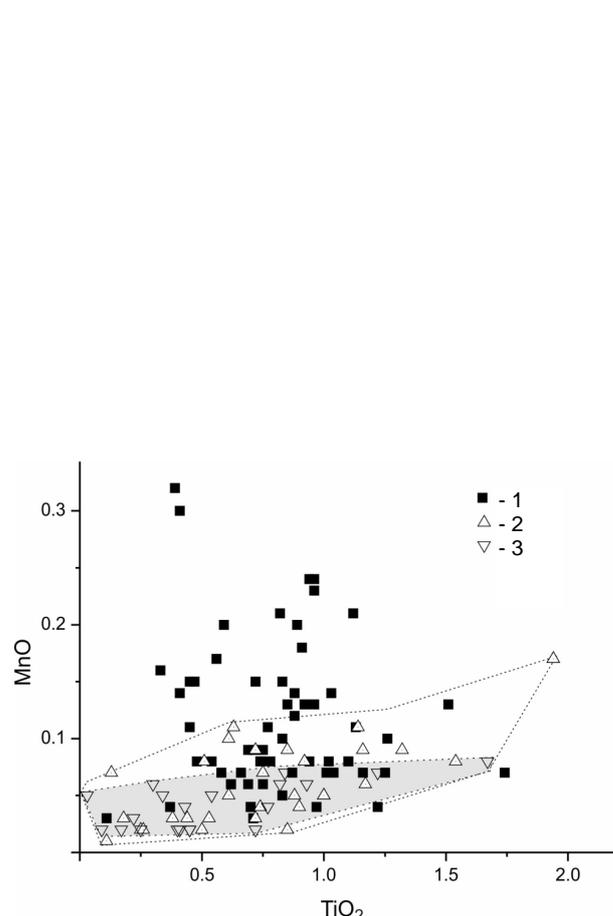


Рис. 1.26. Диаграмма MnO – TiO₂ для метаморфических пород Лахденпохской и Приозерской зон:

гнейсы и мигматиты зон: 1 – Лахденпохской, 2 – Приозерской; 3 – поздние и посторогенные гранитоиды S-типа изученной территории. Область составов пород Приозерской зоны выделена пунктирной линией, а подобласть гранитоидов выделена серым цветом



Рис. 1.27. Петроформационное расчленение толщ метаморфического комплекса Южного домена Приладожья (лахденпохской метаморфической серии):

1 – раннерифейские граниты рапакиви, 2 – посторогенные монзониты и граниты, 3 – позднеорогенные граниты, 4–6 – синорогенные тоналиты (4), диориты (5), эндербиты (6); 7–10 – нижнепротерозойские метаморфические формации: диопсид-биотитгнейсовая (7), гранат-гнейсовая, на юго-востоке – агматовая (8), гиперстен-гранатгнейсовая (9) и кордиеритгнейсовая или глиноземистая в Приозерской зоне (10); 11 – разломы. На врезке показаны границы приведенной здесь карты

Диопсид-биотитгнейсовая и диопсид-гранатгнейсовая формации. Отличаются от гранатгнейсовой формации присутствием горизонтов известковистых пород – диопсидовых сланцев и гнейсов (рис. 1.28), частью кальцит- и скаполитсодержащих, амфиболовых сланцев, очень редко мраморов. Известковистые сланцы и гнейсы образуют в биотитовых и гранатовых гнейсах маломощные прослои, но чаще – округлые зональные включения, напоминающие конкреции в сланцах ладожской серии. За такие конкреции их часто и принимают, что иногда служит аргументом в пользу корреляции описываемых формаций с подразделениями ладожской серии. Многочисленные наблюдения, однако, свидетельствуют в пользу тектонического происхождения включений. Они сложены мелко- и тонкозернистыми немигматизированными высоковязкими относительно вмещающих гнейсов породами, которые легко будинируются при растяжении; зональность таких включений обусловлена реакционным взаимодействием контрастных составов. По виду и минеральным изменениям она близка к биметасоматическим проявлениям, обусловленным локальной неравновесностью. Такие изменения наблюдаются как у высокоизвестковистых включений, так и у известковистых прослоев.

Гиперстен-гранатгнейсовая и гиперстенгнейсовая формации. Характерной особенностью формации является регулярное, похожее на флиш ладожской серии переслаивание гранат-биотитовых, гиперстен-биотитовых и гиперстен-гранат-биотитовых плагиогнейсов. Наиболее отчетливой и выделяющейся разновидностью петроформации являются гиперстен-гранатовые гнейсы, которые местами перемежаются с гранат- и гиперстен-биотитовыми гнейсами.

Кордиеритгнейсовая формация. Развита преимущественно в южной-юго-западной части Лохденпохской зоны, но доминирующее развитие ее наблюдается в Приозерской зоне, где характеризуется как «глиноземистая петроформация». Сложена высокоглиноземистыми плагиоклазовыми и двуполевошпатовыми гнейсами и сланцами, содержащими в разных соотношениях кордиерит, гранат, силлиманит и биотит. Подчиненную роль играют гранат-биотитовые и другие гнейсы. Интенсивно проявлена мигматизация.



Рис. 1.28. Будина высоковязкой известковистой породы (в центральной части изображения, оконтурена красной штриховой линией) в толще деформированных гранат-биотитовых средне- и крупнозернистых гнейсов и плагиомигматитов. Указанные породы, включая известковистую будину, пересекаются маломощной деформированный дайкой метабазитов. Обнажение демонстрирует пример практически полной утери первично-осадочных признаков толщ в зоне высокоградного метаморфизма

Агматитовая формация. Представляет собой особый тип, который выделяется по структурному признаку, а не по составу. Картируется в виде полосы субширотного простирания в районе пос. Терву. Эта формация представлена крупночешуйчатыми сетчатыми мигматитами брекчиевидного, нередко конгломератовидного строения, с преобладанием лейкосомы, обычно в виде разноориентированных гранитных жил нескольких генераций, над послойно мигматизированным субстратом, включения которого, как правило, ориентированы беспорядочно. Агматитовая формация слагает, как правило, нечетко очерченные зоны шириной до двух и длиной до нескольких километров, которые пересекают другие формации. Петрографический состав агматитовой формации при этом меняется в зависимости от состава вмещающих образований. Становление агматитовой формации, по-видимому, следует связывать с интенсификацией процесса мигматизации в зонах растяжения.

Приозерская зона

В Приозерской зоне преобладают, так же как и в Лахденпохской, первично стратифицированные образования, хотя литологические признаки в них сохранились лишь в отдельных фрагментах. Высокий уровень метаморфизма и мигматизации толщ не позволяет однозначно идентифицировать их стратиграфическую последовательность. Однако большинство геологических тел (толщ) разных порядков удастся обособить в ходе картирования.

По составу и внутреннему строению в Приозерской зоне выделяются три контрастные картируемые единицы, которые названы здесь петроформациями, в соответствии с ранее примененным способом описания толщ [Шульдинер и др., 1996].

Породы глиноземистой петроформации. Это наиболее широко представленная петроформация в пределах Приозерской зоны. Распространена она к югу и юго-западу от пос. Куркиеки, где пространственно совмещается с толщей ортопироксеносодержащих пород (ортопироксеновой петроформацией). Главными членами описываемой петроформации являются высокоглиноземистые плагиоклазовые и двуполевошпатовые гнейсы и сланцы, содержащие в разных соотношениях кордиерит, гранат, силлиманит и биотит. Лейкократовые минералы в них представлены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем. Подчиненную роль в этой формации играют гранат-биотитовые, биотитовые и другие гнейсы. Интенсивно проявлена мигматизация с образованием лейкосом послойного или линзовидно-полосчатого типа. Иногда мигматиты имеют рассредоточенную лейкосому, т.е. без четкого разделения на мелано- и лейкократовые части.

Породы ортопироксеновой петроформации (на рис. 1.27 показана в составе глиноземистой петроформации из-за подчиненной роли). Главные составляющие: гиперстен-гранат-биотитовые плагиогнейсы, гранат-биотитовые плагиогнейсы и мигматиты. Характерно переслаивание гранат-биотитовых, гиперстен-биотитовых и гиперстен-гранат-биотитовых плагиогнейсов. Местами отмечаются монотонные по составу части, представленные мигматизированными гранат-биотитовыми плагиогнейсами. Присутствуют диопсидовые сланцы и гнейсы, частью кальцит- и скаполитсодержащие, амфиболовые сланцы. Гнейсы повышенной известковистости образуют в биотитовых и гранатовых

гнейсах маломощные прослои или округлые зональные включения. Значительно меньшим распространением пользуются в Приозерской зоне супракрустальные породы основного состава (амфиболиты, амфиболовые сланцы и т.п.). Они встречаются в виде редких маломощных (до 1 м) линз с резкими контактами с вмещающими гнейсами. Это серые и темно-серые зеленоватые породы, мелкозернистые с нематогранобластовой структурой, состоящие из роговой обманки, среднего плагиоклаза, кварца, биотита, микроклина. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон, сфен, рудный минерал (до 5 %). Мигматизация выражена в разных формах: есть послойные, сетчатые, теневые и другие разновидности мигматитов.

Породы известково-силикатной петроформации (на рис. 1.27 показана в составе глиноземистой петроформации). В Приозерской зоне известна толща карбонатных пород, которая прослежена примерно на 0,8 км при мощности до 0,3–0,5 км. Эта толща находится в единственном проявлении во внутренней части крупного массива двуполевошпатовых гранитов (Лазурный массив) к юго-востоку от г. Выборга. Контакты этой толщи нигде не обнажаются, поэтому трудно сопоставить ее с другими частями свекофенских разрезов. Для известково-силикатной толщи характерно переслаивание мелко-, среднезернистых карбонатных пород, гнейсов и амфиболитов. Мощности отдельных прослоев достигают первых метров, но чаще – первые десятки сантиметров. Слои, как правило, смяты в складки изоклиального типа, ориентировка осевых плоскостей северо-западная, шарниры крутые. Известковистая порода состоит из карбоната, основного плагиоклаза, моноклинного пироксена, амфибола, волластонита, скаполита, биотита, эпидота. Присутствует примесь граната, апатита, сфена, турмалина. Обычны также калиевый полевой шпат, кварц. Встречаются почти мономинеральные волластонитовые породы, незначительно распространены мраморы. Структура пород гранобластовая. Гнейсы состоят из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, граната, силлиманита; в виде аксессуариев в них встречаются: монацит, циркон, апатит, иногда турмалин. Структура пород гранобластовая и лепидогранобластовая.

Изотопные данные о времени образования лахденпохской серии

Возраст субстрата лахденпохской серии на сегодняшний день можно считать определенным, по крайней мере в пределах Лахденпохской зоны. Если ранее возрастные корреляции основывались на признаках постепенного перехода от слабометаморфизованных частей ладожской серии к глубоко-метаморфизованной лахденпохской и на этом основании хотя бы для определенной части разрезов двух серий предполагалась одновременность накопления осадочного материала, то теперь можно опираться на данные о синхронности образования вулканитов в толщах ладожской и лахденпохской серий.

По-прежнему большую сложность в определении полного диапазона накопления осадков ладожской серии вызывает отсутствие в пределах Южного домена стратиграфических аналогов сортавальской серии, да собственно и иных постилающих комплексов. Как указывалось выше, отсутствие досвекофенских образований характерно для всей площади Свекофенского пояса [Нухта, 1986; Vaasjoki, Sakko, 1988 и др.].

Отметим в первую очередь, что уже достаточно многочисленные на сегодняшний день изотопные данные говорят о том, что верхний возрастной уровень для разрезов ладожской и лахденпохской серий практически один и тот же, так как породы и той и другой стратиграфической единицы прорываются интрузиями возраста 1,89–1,88 млрд лет. Если помимо этого факта раньше приходилось коррелировать породы лахденпохской серии с аналогами из ладожской серии лишь косвенно, например, по реликтам ритмичной градационной слоистости в сравниваемых объектах или (что подлежит сомнению) находкам в обеих толщах известковистых конкреций, принимаемых за стратиграфические маркеры, то теперь можно опираться на результаты датирования вулканитов.

Метавулканические породы найдены в составе лахденпохской серии, в пределах гранат-гиперстеновой петроформации, широко развитой в окрестностях г. Лахденпохья. В обнажении (рис. 1.29) выделяются три пачки метавулканитов, мощность каждой из которых 30–40 см. Пачки конформны с направлением полосчатости и гнейсовидности вмещающих мигматизированных гранат-биотитовых и гранат-ортопироксеновых гнейсов. Простираение толщ в целом северо-западное 270–290°, падение субвертикальное. Составы метавулканитов из разных пачек не имеют заметных различий. Следов ороговикования вблизи контакта с вмещающими породами не наблюдается.

Макроскопически метавулканиты выглядят как порфириовидные или гнейсовидные зеленовато-серые, темно-серые породы, приобретающие на выветрелой поверхности желтоватый оттенок из-за окислов железа. Размер вкрапленников меняется от нескольких миллиметров до 1 см и более. Вкрапленники удлиненные, реже изометричные, нередко также серповидные, ромбовидно-вытянутые, часто

деформированные в складки. Они состоят из плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, реже в них встречается биотит. Состав пород варьирует от биотитовых до гранат-биотитовых плагиогнейсов с неравномерным содержанием калиевого полевого шпата, причем в матриксе породы, как правило, калиевый полевой шпат более редок. Структура порфировидная, гнейсовидная, в матриксе – микрогранобластовая, зернистость тонкая, реже – средняя. Основная масса представлена парагенезисом кварц + плагиоклаз + биотит + калиевый полевой шпат. Калиевый полевой шпат выполняет интерстиции и антипертиты замещения. Слабо развита серицитизация.



Рис. 1.29. Фотография обнажения метаморфизованного вулканита риолитового состава

По микроскопическим данным вкрапленники состоят из агрегата плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата и иногда биотита; в основной массе – кварц, полевые шпаты, биотит, гранат

Вещественный состав метавулканита представлен в табл. 1.6. Петро- и геохимические данные позволяют отнести эту породу к известково-щелочному ряду вулканитов. По содержанию кремнезема протолит соответствует риолитовому составу. В породе преобладает Na_2O над K_2O , относительно пониженные содержания Rb, повышенное отношение K/Rb. Временная и пространственная совмещенность этих метавулканитов с ранне-, синорогенными интрузивными комплексами (куркиекским, лауватсарско-импиниумским) позволяет думать об их единстве как производных известково-щелочных магм.

Таблица 1.6

Вещественный состав метавулканита № Б-02-77

Окислы, вес. %	Порода	Grt		Pl		Kfs		Bt	
SiO_2	73.20	37.67	39.71	59.96	61.45	64.21	65.15	36.84	38.09
Al_2O_3	14.41	21.86	22.76	24.31	24.44	18.20	18.59	17.60	19.90
TiO_2	0.21	0.02	0.00	0.07	0.00	0.20	0.00	3.84	0.09
Fe_2O_3 общ	2.34	32.90	34.50	0.13	0.17	0.12	0.00	16.60	14.03
MnO	0.02	0.52	0.65	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.08
MgO	1.00	6.11	5.95	0.06	0.00	0.04	0.05	11.99	14.84
CaO	2.58	0.92	1.01	6.79	6.20	0.09	0.50	0.04	0.12
Na_2O	3.48	0.00	0.00	7.44	7.90	0.50	1.54	0.52	0.58
K_2O	2.16	0.00	0.00	0.26	0.39	15.32	13.71	9.31	9.19
Cr_2O_3	–	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.09	0.00
P_2O_5	<.05	–	–	–	–	–	–	–	–
РЗЭ, г/т		–	–	–	–	–	–	–	–
Rb	53.62	–	–	–	–	–	–	–	–
Sr	688.88	–	–	–	–	–	–	–	–
Ba	1371.40	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	286.49	–	–	–	–	–	–	–	–
Y	24.94	–	–	–	–	–	–	–	–
Nd	52.33	–	–	–	–	–	–	–	–
Sm	8.05	–	–	–	–	–	–	–	–
Eu	1.30	–	–	–	–	–	–	–	–
Yb	2.45	–	–	–	–	–	–	–	–
Th	13.42	–	–	–	–	–	–	–	–

Возраст метавулканита и время его метаморфизма определялись U-Pb методом по циркону и монациту.

В метавулканите преобладают мелкие кристаллы циркона размером 0.04–0.1 мм, небольшая часть представлена более крупными – 0.08–0.16 мм. Чаще кристаллы удлиненные, с развитием граней призмы и дипирамиды (111). Ребра сглаженные. Соотношение длины к толщине обычно 1 : 2. Кристаллы обычно прозрачные, окрашенные в бледные светло-коричневые, буроватые цвета, редко встречаются бесцветные зерна либо непрозрачные, имеющие интенсивную коричневую или оранжевую окраску. В иммерсии под микроскопом видны внешняя тонкая оболочка (0.02–0.03 мм) с пониженными цветами двупреломления и центральная часть с характерной для магматического циркона зональностью и двупреломлением. Наиболее крупные кристаллы чаще без оболочки, либо она развита лишь с одного края зерна. Кроме удлиненных зерен встречены и округлые, дымчатого, часто буровато-оранжевого цвета, размером 0.05–0.1 мм индивиды, которые также часто имеют внешнюю оболочку. На определение возраста были отобраны разные по морфологии и размеру фракции циркона: крупные, ограненные (2 фракции), овальные (1 фракция), удлиненные, ограненные (1 фракция). Еще две фракции составили абрадированные кристаллы всех перечисленных морфологических разновидностей.

Монацит представлен бесцветными, желтыми, буровато-желтыми, значительно реже оранжевыми кристаллами размером от 0.02 до 0.12 мм и их осколками. Наиболее часто встречается прозрачный желтый монацит с гладкой поверхностью, сильным блеском и единичными включениями. На поверхности отдельных зерен иногда неравномерно распространены бурые скопления продуктов его вторичных изменений. Кристаллы таблитчатые, уплощенные по (100), несколько вытянутые по (010), очертания граней и ребер сглаженные до появления округленных яйцевидных зерен. Под микроскопом в иммерсионном препарате индивиды имеют однородное внутреннее строение. Для монацита характерно пониженное Th/U отношение – 6.3. Аналогичный внешний облик и внутреннее строение, а также пониженное Th/U отношение имеют изученные нами монациты из метаморфических пород Приладожья, что позволяет считать данный монацит также метаморфогенным. На определение возраста отбирались наиболее крупные и чистые кристаллы монацита размером 0.08–0.12 мм.

По проанализированным фракциям циркона (№ 1–6, табл. 1.7) получена дискордия, пересекающая конкордию в двух точках: 1884 ± 5 и 174 ± 15 млн лет, СКВО = 1.3. Хорошая корреляция фигуративных точек на графике и близкие значения Th/U отношения у неабрадированных и абрадированных зерен (табл. 1.7) свидетельствуют об отсутствии или малом вкладе оболочек и протоядер в изменение U-Pb системы исследованных цирконов. Значение возраста, определенное по верхнему пересечению дискордии с конкордией (1884 ± 5 млн лет), интерпретируется как время образования вулканита (рис. 1.30), а возраст по нижнему пересечению (174 ± 15 млн лет) трактуется как не имеющий геологического смысла.

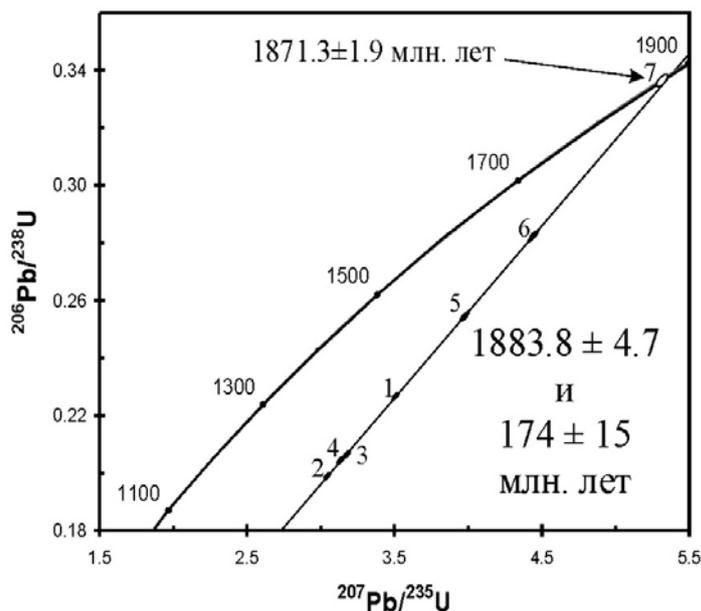


Рис. 1.30. Диаграмма Везерилла для вулканитов в свекофенидах Приладожья. Изотопные составы циркона и монацита приведены в табл. 1.7

**Результаты U-Pb изотопных ID-TIMS исследований циркона
и монацита метаморфизованного вулканита (проба № Б-02-77)**

№ п/п	Характеристика фракции	Изотопные отношения					Rho	Th/U	Возраст, млн лет		
		$\frac{^{206}\text{Pb}^a}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^b}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^b}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$			$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	Крупный	389.4	0.11228	0.05376	0.2261	3.500	0.96	0.15	1314.0	1527.3	1836.7 ± 1.1
2	Крупный	1127	0.11108	0.07323	0.1983	3.036	0.92	0.20	1166.0	1416.9	1817.2 ± 1.7
3	Округлый	301.3	0.11174	0.08070	0.2060	3.174	0.90	0.22	1207.3	1450.8	1828.0 ± 2.5
4	Удлиненный	262.9	0.11141	0.16654	0.2038	3.131	0.86	0.46	1195.8	1440.3	1822.6 ± 4.3
5	ao	869.3	0.11340	0.06995	0.2543	3.976	0.94	0.19	1460.6	1629.4	1854.7 ± 2.4
6	ao	681.0	0.11405	0.11539	0.2822	4.438	0.94	0.32	1602.6	1719.5	1864.9 ± 4.1
7	Монацит	1658	0.11446	2.2855	0.3367	5.314	0.79	6.3	1870.8	1871.0	1871.3 ± 1.9

Примечание. а – изотопные отношения, скорректированные на фракционирование и бланк Pb; б – изотопные отношения, скорректированные на фракционирование, бланк Pb и обычный Pb; ao – аэроабразивная обработка. Разложение минералов и выделение Pb и U проводилось по методике Кроу [Krogh, 1973]. Уровень лабораторного загрязнения Pb не превышал 0.1 нг, а U – 0.01 нг. Изотопные измерения Pb и U выполнены на масс-спектрометре MAT-261. Ошибки измерения Pb/U изотопных отношений – 0.5 % (2σ). Все расчеты проводились по программам Людвиг [Ludwig, 1987, 1998].

Монацит имеет U-Pb конкордантный возраст, равный 1871 ± 2 млн лет (рис. 1.30, табл. 1.7). Учитывая метаморфогенную природу изученного монацита, мы полагаем, что полученная изотопная оценка отвечает времени метаморфизма вулканитов. Правомерность данного вывода также в том, что эта оценка соответствует времени метаморфизма и ультраметаморфизма приладожских гнейсов 1880–1870 млн лет, установленному по монацитам метаморфических пород и мигматитов этого района [Балтыбаев и др., 2005а, б, 2009а].

Весьма важным фактом является отсутствие детритовых цирконов в исследованной породе, что исключает ее осадочное происхождение: цирконы в парагнейсах имели бы значительные вариации в возрасте – от протерозойских до архейских, как было показано Х. Хухмой для свекофеннских метатурбидитов [Nuhma et al., 1991], а также гнейсов ладожской серии [Мыскова и др., 2012].

На диаграммах отношений Ti/Zr и Th/Yb-Nb/Yb изученный метавулканит попадает в поле вулканитов островных дуг, так же как значительная часть вулканитов Финляндии на площади Свекофеннского пояса. Эти данные, наряду с учетом положения района между краем Карельского архейского континента и раннепротерозойскими островодужными структурами Финляндии [Ekdahl, 1993], позволяют предполагать, что вулканогенно-осадочный комплекс Приладожья также относится к структурам протерозойской островодужной системы.

В завершение нужно сказать, что в протерозойских метаосадках и в магматических образованиях изотопными методами выявляется примесь досвекофеннского корового материала, по крайней мере, в виде детритовых зерен циркона. Впервые локальным датированием [Nuhma et al., 1991] обломочные зерна циркона архейского (~2.7 млрд лет) и палеопротерозойского (~2.0–2.1 млрд лет) возрастов в турбидитах Тампере, весьма удаленных от края архейского кратона, были установлены на территории Финляндии. Позднее такие же результаты были получены для других районов Финляндии и Швеции [Claesson et al., 1993; Lahtinen et al., 2002], а также в российской части свекофеннид [Мыскова и др., 2012]. Все эти факты оставляют открытым вопрос о нижней возрастной границе толщ лахденпохской серии и возможном присутствии древних, некогда размывавшихся комплексов – поставщиков терригенного материала.

1.2.5. Региональная корреляция калевийских толщ Северного Приладожья и прилегающей территории Финляндии

Палеопротерозойские образования Карелии в Восточной Финляндии и их продолжение в районе Северного Приладожья (Российская Карелия) являются предметом многочисленных геологических исследований, начиная со второй половины XIX в. Наши исследования, результаты которых излагаются далее, были направлены на изучение литологических, литостратиграфических и тектоностратиграфических свойств супракрустальных толщ. Геологические исследования значительных площадей позволяют увидеть общность геологического развития структур в региональном масштабе и провести,

в частности, корреляцию толщ. Всесторонний анализ геологических комплексов, пересекающих государственные границы, не всегда мог быть полон в силу организационных сложностей, хотя региональные корреляции являются важными и даже ключевыми для понимания эволюции крупных тектонических блоков.

Здесь излагаются результаты площадных исследований района Тохмаярви – Китее – Сортавала, где преимущественное распространение имеют калевийские метаосадочные толщи. Для характеристики провинции Хейтияйнен в районах от Тохмаярви (Финляндия) до озера Янисъярви (Россия), включая пограничные зоны по обеим сторонам государственной границы, были проведены полевые исследования в 2004–2005 гг. В результате этих работ были выделены метаосадочные литологические подразделения в составе комплексов: Пялкъярви, Руокоярви, Кирьявалахти, Кангасъярви и Латвасюръя, а также метаморфо-магматический комплекс Тохмаярви. Все эти подразделения имеют специфические литологические (петрографические) ассоциации пород. В состав комплексов входят формации, которые выделялись в тех случаях, когда у ассоциации метаосадочных пород наблюдались отчетливые литологические особенности и они имели широкое площадное распространение. В некоторых случаях выделяются также субформации.

Указанные петрографо-литологические подразделения – их морфология, вещественный (петрографический) состав и геологические соотношения друг с другом – охарактеризованы ниже. Для корреляции объектов на российской и финской территориях здесь сохранены оригинальные топонимические названия описываемых единиц, несмотря на некоторую их новизну в русскоязычной литературе. На наш взгляд, сохранение оригинальных названий толщ оправдано и не должно затруднить восприятие читателя, так как приводимые литологические подразделения сопровождаются картой с подробным указанием их местоположения. Геологическая карта района Тохмаярви – Китее – Сортавала со всеми выделенными литологическими подразделениями приведена ниже (рис. 1.31).

В изученном районе широкое распространение имеют ятулийские и калевийские толщи.

Ятулийская толща включает в себя автохтонные кварциты, мраморы и мафические вулканические породы, перекрывающие эродированный архейский фундамент. Эту толщу можно проследить от Кихтелюсваары через Вяртсиля (Финская Карелия) до озера Туломозеро (Российская Карелия) (рис. 1.31).

Калевийские толщи рассматриваются в составе нижнего и верхнего калевия К. Лаайоки [Laajoki, 2005]. Нижний калевий представляет собой неоднородную автохтонно-паравтохтонную толщу, сложенную турбидитами, граувакками и глинистыми сланцами, относимыми к рифтовой фазе возраста 2.1–1.95 млрд лет. Верхний калевий – это автохтонная монотонная толща метапесчаников, граувакк и слюдястых сланцев, образовавшихся в виде глубоководных мутьевых потоков [Laajoki, 2005]. Все эти супракрустальные толщи были метаморфизованы и деформированы в ходе свекокарельской орогении 1.9–1.8 млрд лет назад.

Структуры бассейна Хейтияйнен отделены от других тектонических толщ (например, толща Оутокумпу, связанная с офиолитами) надвиговой зоной Сухмура. Для надвига Сухмура характерны непрерывные горизонты магнитных черных сланцев, и поэтому он хорошо виден на региональных аэромагнитных и электромагнитных картах. Этот тектонический линеамент исключает какую-либо корреляцию структур бассейна Хейтияйнен с обстановками типа Оутокумпу и Хаммаслахти. Отметим сразу, что к югу от г. Сортавалы есть еще одна важная тектоническая зона (надвиг Мейери), которая ограничивает область досвекофеннской коры далее к югу.

Архейский фундамент и разрез ятулийского покрова

Архейская область, расположенная непосредственно к северо-востоку от района исследований, сложена в основном гранитоидами и мигматитами возраста 2.85–2.69 млрд лет, парагнейсами, а также несколькими зеленокаменными структурами (например, Иломантси, который входит в состав более крупного пояса, протянувшегося на территорию России). Протерозойские граниты и дайки диабазов внедрились в гнейсы, а деформация и метаморфизм вызвали интенсивное преобразование, особенно в западной части архейского кратона [Vaasjoki et al., 2005].

Стратиграфически самые нижние палеопротерозойские супракрустальные породы в районе исследования относятся к ятулийским формациям. Эти формации могут местами (например, в районе Коли) образовывать на краю архейского кратона толщи мощностью несколько километров. Тем не менее ятулийская толща за пределами района исследования обычно имеет гораздо меньшую мощность (<300 м). Например, к северо-западу от Вяртсиля на финской стороне метаосадки калевия залегают на архейском гнейсовом фундаменте, т.е. ятулийские породы полностью отсутствуют. С другой

стороны, ятулийский разрез тектонически более мощный в районе между пограничной станцией Ниирала, озером Сяперинъярви и самой западной оконечностью озера Янисъярви, он образует ассоциацию кварцитов, карбонатных пород, метавулканитов и метадиабазов шириной 1–5 км. Советские геологи установили, что соответствующие породы входят в состав формации Соанлахти (доломитовые известняки + графитовые сланцы), переслаивающейся с Туломозерской формацией (ятулийские кварциты + доломиты) и прорванной дайками долеритов [Ганин, 1978].

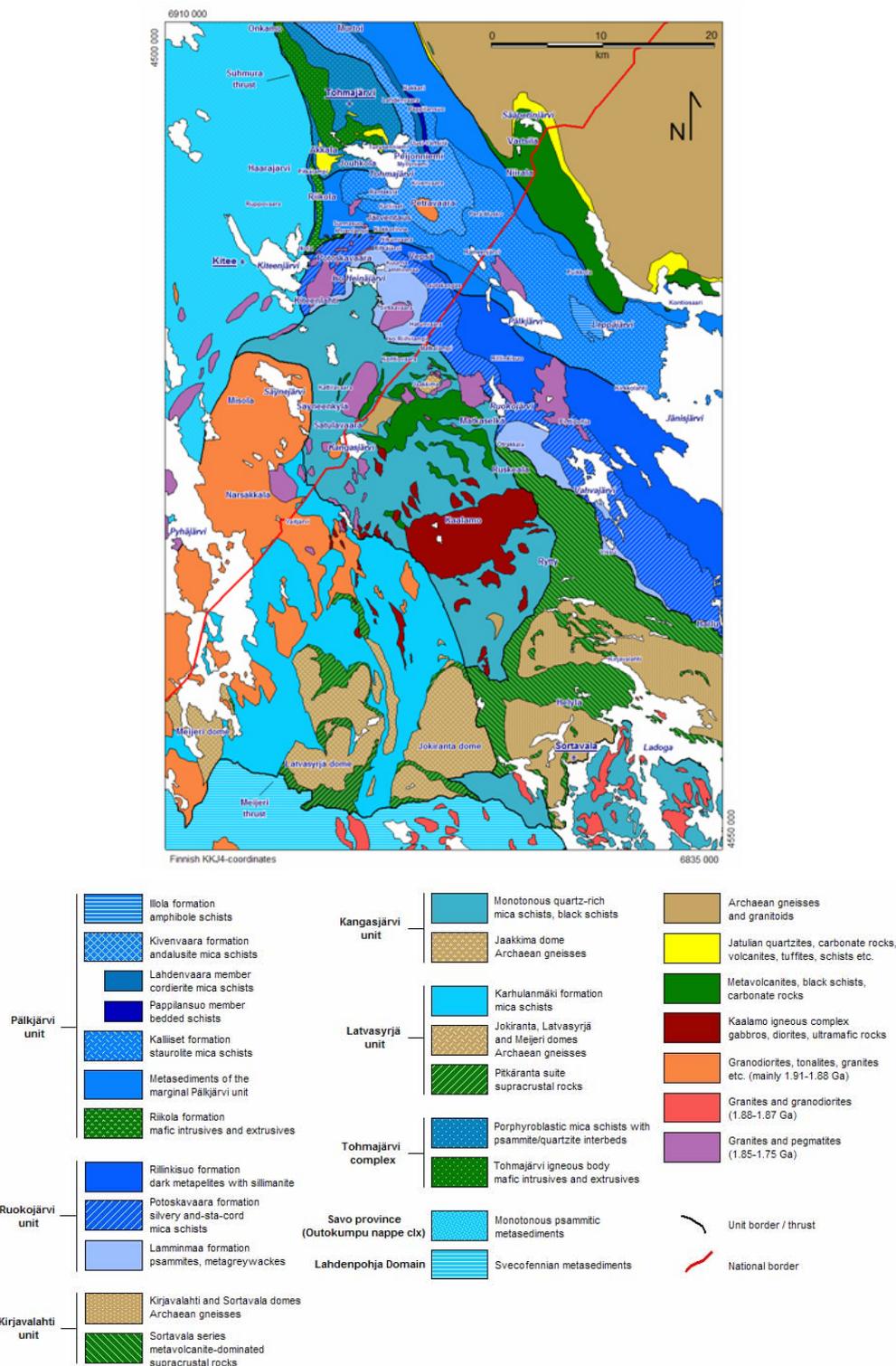


Рис. 1.31. Геологическое строение области сочленения архейских и протерозойских пород юго-восточной части Финляндии и Северного Приладожья России (район Тохмаярви – Китее – Сортавала)

Комплекс Пялкъярви

Комплекс Пялкъярви является самой северо-восточной нижней калевийской метаосадочной толщей в районе исследования. Он простирается от северной части озера Янисъярви до Муртои в районе Тохмаярви и продолжается дальше на северо-запад параллельно границе архея – протерозоя и вблизи нее. В региональном масштабе он сопоставим с бассейном (или провинцией) Хейтийянен, описанным несколькими авторами [Väyrynen, 1954; Ward, 1987; Kohonen, 1995] и, как считают, образованным либо на шельфе, либо в рифтовом бассейне. Комплекс Пялкъярви охватывает обширные районы с пелитовыми сланцами с множеством порфиروبластов, в основном ставролита и андалузита. Периферические его участки часто сложены слоистыми метапелит-метапсаммитовыми осадками более высокой степени метаморфизма, на что указывают порфиробласты силлиманита.

На севере (северо-востоке) комплекс Пялкъярви граничит либо с породами архейского фундамента, либо с ятулийской толщей. Контакты между метаосадками Пялкъярви и их фундаментом считаются несогласными [Rekkanen, 1979].

На юге комплекс Пялкъярви ограничен комплексом Руокоярви. Литологическая граница между ними не резкая, так как в обоих преобладают пелитовые осадки. Аэромагнитное изучение выявляет отчетливые положительные аномалии на предполагаемой границе, что указывает на изменения в литологии и позволяет оконтурить комплекс. Географически граница проходит от северо-восточного угла озера Китеенъярви до Никунваара в Тохмаярви, пересекает озеро Пялкъярви с юга и заканчивается близ Киркколахти на озере Янисъярви.

Самая западная часть комплекса Пялкъярви, формация Риикола, ограничена с запада монотонными верхнекалевийскими метапсаммитами, относящимися к тектоническому комплексу Оутокумпу (т.е. к провинции Саво). Эта граница тянется в субмеридиональном направлении и совпадает с западной оконечностью L-образной структуры Риикола. Кроме того, эта граница соответствует надвиговой зоне Сухмура [Ward, 1987, 1988], которая разделяет две отчетливые осадочные провинции в карельских супракрустальных породах, т.е. провинции Хейтийянен и Саво, соответственно, на востоке и на западе.

Северо-западная окраина комплекса Пялкъярви ограничена вышеупомянутым комплексом Тохмаярви; граница тянется к северу от Риикола до озера Тохмаярви и далее до Лахденваары и в направлении Онкамо. Она отмечена главным образом переходом от слюдистых сланцев Пялкъярви с большим количеством порфиروبластов (в частности, андалузита) к метаосадочной ассоциации, содержащей большое количество слоев псаммитов с изредка встречающимися вулканическими породами (амфиболитами). Аэромагнитные аномалии тянутся вдоль предполагаемой границы толщи, указывая на изменение в литологии.

В комплексе Пялкъярви выделено четыре метаосадочные формации: Калиисет, Кивенваара, Риикола и Иллола. Формация Кивенваара включает две субформации: Лахденваара и Паппилансуо.

Формация Калиисет

Формация Каллиисет – это самая протяженная формация в комплексе Пялкъярви, охватывающая обширные районы в финской и российской частях Карелии. Она протянулась от западного берега озера Янисъярви до района к северу от озера Пялкъярви, пересекает границу с Финляндией и продолжается до озера Рямеенъярви. В городе Тохмаярви она образует U-образную складчатую структуру между Ууси-Вяртсиля, северным Ярвентаус и Рантакюля на юго-западном берегу озера Тохмаярви. U-образная форма формации Каллиисет проявляется на региональной аэромагнитной карте, на которой перекрывающаяся формация Кивенваара образует синформу с характерными положительными аномалиями между U-образной вилкой. Большая часть формации Каллиисет перекрывается и подстилается другими формациями Пялкъярви.

Значительная часть формации Каллиисет не обнажена ввиду равнинного рельефа, однако есть несколько ключевых обнажений. Один из таких участков расположен в карьере Каллиисет, в восточном Ярвентаус, Тохмаярви, где добывают природный камень. Название всей формации происходит от типового участка, где залегают серебристо-серые ставролит-андалузит-кордиерит-гранатовые слюдистые сланцы (рис. 1.32). Более подробную информацию о Platinum (коммерческое название добываемой породы) и о самом карьере можно найти на Web-сайте Natural Stone Exploration. Другие представительные обнажения формации Каллиисет на финской стороне находятся, например, на юге Рямеенъярви (рис. 1.33), на западе Ярвентаус (Хуотиланваара) и близ Перя-Муско. В Российской Карелии слюдистые с преобладанием ставролита сланцы Каллиисет выходят на дневную поверхность, например, на северо-западе Кукколахти и в Пуиккола.



Рис. 1.32. Platinium (коммерческое название породы) из каменного карьера Каллиисет на востоке Ярвентаус (Тохмаярви) (4232 07). У коричневых порфиробластов ставролита наблюдаются типичные формы кристаллов. Верхний из двух амёбных кордиеритов в центре снимка содержит включения ставролита. На снимке видны криволинейные следы от пилы. Ширина распиленного блока около 50 см



Рис. 1.33. Ставролитовый слюдястый сланец из формации Каллиисет в южной части Рямеенъярви (Тохмаярви) (4232 09). На левом краю обнажения видна складчатая слоистость. Левосторонний разлом юго-западного простирания сечет кварцевую жилу. Рукоятка молотка имеет длину 60 см и указывает направление на север

Преобладающим типом пород в формации Каллиисет является слюдястый сланец, содержащий светло-коричневые порфиробласты ставролита размером 0.5–2 см. У них часто наблюдаются хорошо развитые кристаллы в форме алмазов, прямоугольников и сдвоенных крестов. Кроме того, эта метаморфическая ассоциация иногда содержит андалузит и/или кордиерит, мелкие гранаты размером в несколько миллиметров, а также чешуйки биотита. Характерный минерал – ставролит – встречается повсюду, за исключением самой северо-западной части этой формации, близ границы комплекса Тохмаярви, где встречается чаще андалузит. У слюдястых сланцев часто наблюдается отчетливая неоднородность основной массы, которая проявляется в чередовании светлых и темных слоев различной мощности (от метра до слоев мощностью несколько миллиметров или сантиметров). Эти слои соответствуют псаммитовому и пелитовому детриту.

Установлено, что рост порфиробластов происходит главным образом на участках с высоким содержанием алюминия, тогда как в псаммитовых участках встречаются зональные конкреции. Такие конкреции подробно описал, например, В. Хакман [Hackman, 1933, с. 47].

Региональная деформация обычно проявляется в мелких складчатых структурах, которые встречаются в формации Каллиисет повсюду (рис. 1.33). На некоторых участках в метаосадках наблюдается трещиноватость, соответствующая трещинам растяжения в карьере Калиисет. Деформированные и довольно маломощные кварцевые жилы также типичны для этой формации; они встречаются повсеместно.

Породы формации Каллиисет порфиробластовые и состоят из слоев с переменным количеством кварца и слюды определенного гранулометрического размера. Кварц встречается в виде ксенобластовых детритовых зерен в основной массе и включений в порфиробластах. Обычно он мелкозернистый (<0.4 мм), но в некоторых слоях его размер достигает 1.5 мм. Самые крупные его зерна встречаются в тени давления порфиробластов. Биотит встречается в виде субидиобластовых или ксенобластовых чешуек размером 0.5–3 мм, но чаще в виде узких лепидобластовых зерен (<0.5 мм). У чешуек обычно не наблюдается плеохроизма; они всегда имеют красновато-коричневый цвет. Гелицитовую структуру образуют мелкие включения кварца и газово-жидкие вакуоли. В результате поздних изменений появляется некоторое количество хлорита, особенно по краям зерен биотита; много включений циркона. Мусковит (частью – серицит) обычно присутствует в виде мелких (<0.2 мм) нематобластовых игл в основной массе, но иногда и в виде более крупных (максимальный размер – около 0.6 мм) лепидобластовых зерен наряду с порфиробластами. Калиевый полевой шпат образует ксенобластовые зерна <0.3 мм в основной массе. Редко встречается плагиоклаз в основной массе, он имеет олигоклазовый состав (An около 25 %). В основной массе в небольшом количестве есть ксенобластовый хлорит, мелкие кристаллы идиобластового турмалина и разнообразные непрозрачные минералы.

Размер гелицитовых и сдвоенных идиобластовых ставролитов колеблется от 0.8 до 8 мм. В них есть кварцевые включения, присутствуют и непрозрачные минералы, а также гранат и турмалин. Непрозрачные минералы – это либо мелкозернистый магнетит, либо сульфиды, на что указывают формы кристаллов. По-видимому, биотит и мусковит замещают ставролит, образуя различимые псевдоморфозы. Наблюдается и вероятное изменение ставролита в кордиерит. Андалузит встречается в виде субидиобластовых и ксенобластовых гелицитовых порфиробластов и в некоторых местах определяется как наиболее поздно кристаллизующийся минерал, хотя обнаружены также порфиробласты с иной сланцеватостью, что позволяет предположить многофазный рост андалузита. Отмечается развитие биотита, мусковита и хлорита на краях зерен андалузита. Гранат встречается в виде идиобластовых зерен размером 0.5–2.5 мм и содержит включения кварца, иногда турмалина. Зерна граната слабо измененные, несмотря на их очевидную раннюю кристаллизацию.

Формация Кивенваара

Формация Кивенваара расположена в финской части (район Тохмаярви) комплекса Пялкьярви. На региональной аэромагнитной карте формация занимает площадь положительных аномалий около 8 × 8 км между L-образной структурой Риикола на западе и протянувшейся на СЗ границей архея и протерозоя на востоке. Кроме того, она продолжается в виде чуть более узкой толщи на север и северо-запад вдоль границы у комплекса Тохмаярви. Восточная граница формации Кивенваара (если она не ограничена формацией Каллиисет) маркирована переходом к краевой толще Пялкьярви, залегающей в кровле ятулийской толщи на краю архейского фундамента. Кроме того, на северо-восточном краю этой формации выделены субформации Паппилансуо и Лахденваара. Самые лучшие обнаженные участки формации Кивенваара расположены в Пейонниemi и Мюллионниemi, а также на западе Кивенваары (Луосонсилта и Кумпула).

В целом у метаосадков наблюдаются слоистость, а иногда тонкие слойки, которые создают впечатление ритмичного осадконакопления. Псаммитовые слои обычно содержат зональные конкреции, похожие, например, на породы Каллиисет.

В отличие от сланцев формации Каллиисет с преобладанием ставролита для серых мелкозернистых метаосадков формации Кивенваара характерны исключительно крупные порфиробласты андалузита с отчетливыми формами кристаллов. Самые длинные зерна андалузита достигают 30 см, но более распространены зерна размером 2–10 см. Кристаллы создают впечатление многофазного метаморфического роста по предпочтительным направлениям под более или менее острыми углами. В результате этого образуется множество форм зерен: похожие на стежок срастания, крестики, округлые и даже зерна, напоминающие брюхоногих моллюсков (рис. 1.34).

В изученном шлифе из формации Кивенваара преобладают крупные (40 мкм) крестообразные гелицитовые порфиробласты андалузита с большим количеством мелкого кварца и небольшим количеством мусковита и биотита (рис. 1.35). Кварц встречается в виде ксенобластовых или слегка угловатых зерен размером <0.3 мкм в основной массе. У биотита наблюдаются мелкие субидиобластовые чешуйки, которые иногда образуют скопления, напоминающие псевдоморфозу. Мелкие (<0.1 мкм) сланцеватые нематобластовые зерна мусковита присутствуют в основной массе наряду с биотитом, тогда как несколько более крупные лепидобластовые зерна были обнаружены внутри андалузита. Иногда отмечается серицитизированный калиевый полевой шпат.



Рис. 1.34. Примеры некоторых порфиробластов андалузита в формации Кивенваара. А) Длинное зерно слева от компаса длиной 12 см имеет слабо хиастолитовую текстуру. В) Причудливое зерно длиной около 5 см, похожее на брюхоногого моллюска. Оба снимка сделаны в западной части Кивенваары (Тохмярви) (4232 07)

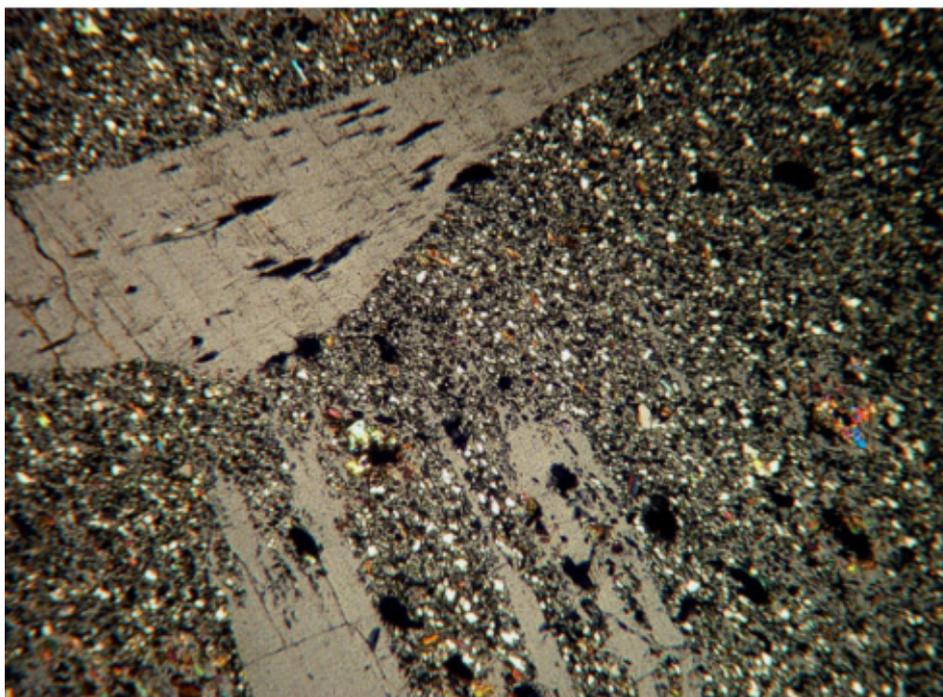


Рис. 1.35. Гелицитовый порфиробласт андалузита (серый интерференционный цвет). В вероятных экссолюционных структурах нет мелкозернистых включений. Более подробные объяснения даны в тексте. Скращенные николи. Ширина микроснимка около 4.2 мм

Субформация Лахденваара

Формация Кивенваара включает две субформации с отчетливой литологией и протяженностью, которые расположены на северо-восточном краю формации и слагают метаосадочные ассоциации северо-северо-западного простирания шириной 400–500 м. Западная субформация Лахденваара простирается от Ууси-Вяртсиля до Лахденваара (здесь есть хорошие обнажения) в сторону Муртои. Для нее характерно наличие большого количества кордиерита, беловатого, размером 0.5–6 см со странными отверстиями в центре. Иногда он встречается в виде бесформенных, обычно вытянутых выветрелых размылов размером 1–10 см (рис. 1.36). Еще одним распространенным минералом является андалузит, часто с хиастолитовой текстурой. Кроме того, встречаются зерна силлиманита и реже – ставролита. Основная масса обычно состоит из пелитового вещества, хотя есть и псаммитовые участки. Отмечаются зональные конкреции или прослои с конкреционным веществом. Слоистость является результатом чередования пелита и псаммита.

Микроскопически метаосадки Лахденваары умеренно сланцеватые, порфиروبластовые. Осадки заметно изменены, вероятно, в результате регрессивного метаморфизма. Кварц встречается в виде ксенобластовых зерен размера <0.1 мм в основной массе и в виде более мелких включений в измененных порфиробластах. У биотита наблюдаются немато- и фибробластовые формы, а также бесформенные зерна (<0.3 мм), которые вместе с мусковитом образуют спутанную структуру в основной массе. В порфиробластах встречается некоторое количество биотита. Мусковит есть не только в основной массе, но и в измененных порфиробластах. Чешуйки хлорита от субидио- до ксенобластового (<1 мм) присутствуют в основной массе и на краях порфиробластов, реже – в них. Некоторые чешуйки содержат включения циркона. Встречены измененные порфиробласты, которые идентифицируются предположительно как кордиерит.



Рис. 1.36. Кордиерит-андалузитовый слюдястый сланец из Лахденваарской субформации на севере Лахденваары (Тохмаярви) (4232 08). Белые кордиериты имеют странные отверстия в центре. Темно-серые удлиненные зерна – это андалузит. Маломощные жилы секут порфиробласты. Длина компаса – 12 см

Субформация Паппилансуо

Восточная часть формации Кивенваара выделена как субформация Паппилансуо. Она несколько менее мощная и, вероятно, короче, чем субформация Лахденваара: от Ууси-Вяртсиля до западной части Каккари (около 6 км). Субформация выделена из-за ее уникального внешнего вида – слоистости, образованной пелитовыми слоями размером 1–5 см, которые чередуются с псаммитовыми размером <2 см (рис. 1.37). Кроме того, встречаются прослои и будинированные участки, сложенные конкреционным веществом. Порфиробласты присутствуют в более глиноземистых участках породы главным образом в виде андалузита и ставролита. Есть метаморфический биотит, мелкий гранат

и интенсивно серицитизированные мелкие зерна, вероятно, силлиманита. Андалузит обычно в виде вытянутых зерен, параллельных слою, длиной 30 см или в виде хиастолитовых крестиков размером в несколько сантиметров.

Микроскопическая текстура породы Паппилансуо отражает особенности, которые видны в обнажениях – ее слоистость. Кварц встречается в виде ксенобластовых зерен в основной массе. Зерна имеют размер 0.1–0.2 мм и <0.1 мм в слоях с большим количеством слюды и кварца. Биотит встречается в идио- и ксенобластовой формах размером от 0.6 мм у чешуек до менее 0.1 мм. Мусковит встречается вместе с биотитом в виде нематобластовых зерен размером <0.2 мм в основной массе, хотя он и распределен неравномерно. Хлорит присутствует в виде удивительно идиобластовых зерен размером 0.4–4 мм, которые напоминают гелицитовые порфиробласты, возможно, псевдоморфозы. Кроме того, хлорит встречается в виде более обычных ксенобластовых чешуек в основной массе и в каймах изменения биотита.

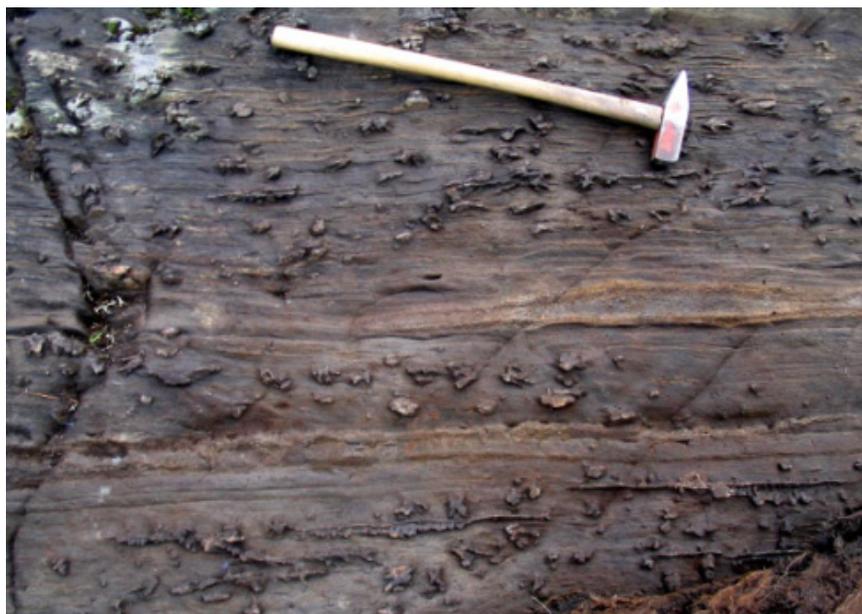


Рис. 1.37. Метаосадок субформации Паппилансуо из Ууси-Вяртсиля (Тохмаярви) (4232 07). Параллельный слою андалузит может достигать в длину 20–30 см. У некоторых андалузитов наблюдается хиастолитовая текстура. Прослой, состоящий из конкреционного вещества, находится в центре (деформированная конкреция?). Рукоятка молотка имеет длину 60 см и указывает направление на север

Формация Иллола

Формация Иллола – это объект размером примерно 5 × 2 км в российской части района. Она окружена породами формации Каллиисет и является ориентированной на северо-запад метаосадочной формацией, которая отличается от слюдистых сланцев с преобладанием ставролита. V. Naskman, H. Berghell [1931] идентифицировали ее как ассоциацию роговообманковых сланцев, расположенную на северо-западной стороне озера Леппяярви. V. Naskman [1933] определил эту породу как эпидот- и роговообманкосодержащий роговиковый кварцитовый сланец. В. А. Ганин [1978] выделил нижнюю и верхнюю формации Иллола, в которых преобладают, соответственно, амфиболовый сланец и амфиболовый кварцит. Название «формация Иллола» используется в данном исследовании для этих амфиболсодержащих метаосадков без дальнейшего их подразделения.

Протяженность формации Иллола легко определить по магнитной аномалии, вызванной повышенным содержанием мафических минералов в породах.

В формации Иллола наблюдаются хорошо сохранившиеся первичные осадочные структуры в виде косой слоистости (рис. 1.38). Эта особенность отличает ее от окружающих сланцев формации Каллиисет или всего района исследования. Слоистость обычно смята в складки. Большинство косослоистых текстур показывают, что кровля направлена на север. Преобладающий тип породы серого цвета – это в основном мелкозернистый псаммитовый/кварцитовый метаосадок, содержащий темно-зеленые

иглы роговой обманки различного размера (0.2–3 см). Количество роговой обманки меняется от слоя к слою, а иногда она исчезает полностью, уступая место светлым лейкократовым минералам. Особенностями метаосадков формации Иллола также являются отчетливые зоны или жилы с ассоциацией кварц – эпидот ± кальцит ± хлорит.

Эпидот довольно широко распространен в этой формации. V. Hackman [1933] определил количественный минералогический состав породы: 41.6 % эпидота, 29.4 % кварца, 24.8 % роговой обманки и 4.2 % калиевого полевого шпата. На основе этих результатов он предположил, что эта порода была метаосадком с высоким содержанием CaO и SiO₂, возможно, мергелистым сланцем, испытавшим региональный метаморфизм.



Рис. 1.38. Косая слоистость в амфиболсодержащем метаосадке формации Иллола, к северо-востоку от озера Пялкъярви, Российская Карелия. Темные иглообразные минералы – роговая обманка. На снимке показан вертикальный разрез. Ширина изображения – около 40 см

В результате микроскопических исследований формации Иллола были получены данные о несколько ином минералогическом составе по сравнению с данными [Hackman, 1933]. Основные несоответствия заключаются в том, что довольно слабо рассланцованный (частично массивный) метаосадок состоит также из биотита, даже в значительном количестве, и что эпидота не так много. Биотит встречается в виде мелких (<0.4 мм) субидиобластовых или ксенобластовых зерен. Ксенобластовый кварц присутствует в основной массе и в виде включений в амфиболе. Его зерна (<0.2 мм) кажутся детритовыми по природе и довольно слабо окатаны. Ксенобластовыми также являются зерна калиевого полевого шпата размером <0.2 мм, у которых большей частью наблюдается двойниковое срастание альбита и периклина, характерное для микроклина. Микроклин обнаружен в основной массе и в виде включений в амфиболах. Эпидот (пистацит) встречается в виде мелких (размером менее 0.1 мм), довольно идиобластовых зерен в основной массе (образует скопления во включениях) и в амфиболах. Амфиболы (роговая обманка) присутствуют в виде разнонаправленных субидиобластовых призматических зерен длиной 3–20 мм. Они содержат включения кварца, калиевого полевого шпата, эпидота, апатита и непрозрачных минералов. Кроме того, в основной массе встречаются некоторые непрозрачные фазы и мелкие зерна апатита. Согласно [Winkler, 1979], метаморфическую породу с этими характерными особенностями можно назвать роговообманковым сланцем.

Краевая толща Пялкъярви

Метаосадки, залегающие вдоль краевых зон комплекса Пялкъярви шириной 0.3–3 км, имеют тектонические границы с соседними толщами. Последние сложены либо ятулийскими, либо архейскими породами на севере и метаосадками комплекса Руокоярви на юге. Считается, что ближайшие обнажения к востоку и северо-востоку от формации Риикола входят в состав краевой группы Пялкъярви. В. А. Ганин и др. [Ганин, 1978] выделяют конгломераты и песчаники на северном берегу озера Янисъярви, в составе формации Контиосаари (Контиосаари – островок на этом озере). Действительно, конгломераты и кварциты известны в этом районе с начала 1900-х гг. [Hackman, 1933].

Породы Конттиосаари показаны на геологической карте (рис. 1.31) как составная часть краевой толщи Пялкъярви и не выделены как формация отчасти из-за недостатка наблюдений в северной зоне.

У метаосадков краевой толщи Пялкъярви много общих черт: у них отчетливые слои пелитового и псаммитового материала, иногда с ритмичностью, а порой даже есть градационная слоистость. У некоторых псаммитовых прослоев состав бесспорно кварцитовый (рис. 1.39). В северной части краевого комплекса Пялкъярви метаосадки часто содержат заметное количество мелкозернистого графита, однако и в южной зоне «графитовый порошок» встречается, по крайней мере, локально. В комплексе Пялкъярви повсеместно встречаются конкреции.

Местами отмечена интенсивная складчатость, особенно близ формации Риикола и там, где есть скопления пегматитов. Близость пегматитов заметна также в порфириобластах, так как они обычно изменены (серицитизированы) более интенсивно; много зерен силлиманита, особенно в юго-западной зоне. Этим толщи заметно отличаются от метаморфических ассоциаций формаций Каллиисет, Кивенваара и Иллола. Повсеместно могут встречаться мелкие порфириобласты ставролита и андалузита. Есть данные о единичных находках граната и, вероятно, кордиерита, хотя они не типичны для метаосадков краевой толщи. Несмотря на все вышеупомянутые отчетливые особенности, граница между краевой толщей Пялкъярви и формацией Каллиисет местами сливается.

В шлифах из пород краевой толщи Пялкъярви, в их южной зоне, определена довольно обычная текстура сланцеватого слоистого метаосадка. Два образца из северной краевой зоны, вблизи предполагаемой границы толщи, содержат мелкозернистые непрозрачные минералы, среди которых удалось различить тонкие иглы графита, что может объяснить присутствие полос/пыли.

В шлифах из южной части комплекса обнаружен ксенобластовый кварц (нормальное погасание, редкие резорбированные края), субидиобластовый или ксенобластовый биотит и субидиобластовый мусковит. Эти минералы образуют слойки с преобладанием кварца и слюды мощностью около 1–2 мм. Встречаются иногда довольно крупные зерна пирротина с включениями халькопирита и деформированный магнетит.



Рис. 1.39. Сильно смятые в складки и тектонически утолщенные светлые псаммитовые слои с тонкими темными пелитовыми слоями в обнажении содержат краевые метаосадки толщи Пялкъярви. Юго-западная часть Ярвентаус, Тохмаярви (4232 04). На снимке показан вертикальный разрез. Длина рукоятки молотка – 60 см

Формация Риикола

Формация Риикола – это ассоциация пород L-образной морфологии, залегающая между озерами Тохмаярви и Китеенъярви. Ее более длинное крыло имеет меридиональное простирание, а короткое – субширотное. Ширина ее менее 500 м, а длина почти 14 км.

В формации преобладают мафические изверженные породы, и как таковая она напоминает главный компонент комплекса Тохмаярви – Тохмаярвинскую L-образную структуру. Описание пород формации Риикола можно найти у Нюканена [Nykänen, 1968], есть также некоторые сведения в более поздней работе [Torvinen et al., 2004].

Западный край L-образной структуры Риикола отмечает границу формации и границу подразделения. Южная граница формации проходит по крылу широтного направления L-образной структуры и указывает на переход к породам комплекса Руокоярви на юге. Для этих границ характерны горизонты черных сланцев, которые, возможно, действовали как зоны тектонического движения. Имеются

некоторые признаки присутствия аналогичных сланцев вдоль внутренних краев формации и вблизи остальной части комплекса Пялкъярви. Учитывая такие особенности границ, формацию Риикола можно считать отдельной тектонической толщей.

Формация Риикола особенно хорошо обнажена вокруг озера Питкялампи, между Икола и озером Ахвенлампи около деревни Риикола в Тохмаярви. В ней встречаются интрузивные и эффузивные тела с преобладанием мафических пород в форме (подушечных) лав, туффитов, амфиболитов и метадиабазов. Широко распространены внутриформационные метаосадки, например, черные и слюdistые сланцы. В периферических частях широтного крыла Риикола особенно много черных сланцев с варьирующим содержанием амфибола и граната; там же иногда встречаются полосы мелкозернистого пирротина. Некоторые из этих пород содержат компактные скопления тремолита размером в несколько сантиметров, что соответствует сланцам Муло из района вулканических пород Тохмаярви [Nykänen, 1968]. Типовые районы сланцев Муло расположены в деревне Муло муниципалитета Пюхяселкя [например: Frosterus, Wilkman, 1924, с. 109], примерно в 30 км к северо-западу от Тохмаярви, близ медно-цинковой минерализации Хаммаслахти.

Другим отличительным типом пород формации Риикола является метаосадок, который не содержит графита, но содержит порфиробласты кордиерита/андалузита с горизонтами граната. Описанная Ньюканеном (Nykänen, 1967) амфиболито-черносланцевая формация в южной и юго-западной частях Ярвентаус, т.е. приблизительно между Коккоринне и озером Ахвенлампи, состоит из темных амфиболитов с кварцевыми линзами и амфиболсодержащих метаосадков с конкрециями размером до 50 см (рис. 1.40).



Рис. 1.40. Амфиболсодержащий метаосадок формации Риикола с будинированной конкрецией размером около 50 см. Коккоринне в южной части Ярвентаус, Тохмаярви (4232 04). Длина компаса – 12 см

Микроскопически нами были изучены два типа графитовых пород и один тип амфиболита. Амфиболит имеет разномзернистую, частично нематобластовую текстуру. Амфибол встречается в виде ксенобластовых зерен <2.5 мм или субидиобластовых чешуек и нитей, частично радиальных. Плеохроизм, интерференционные цвета и другие оптические свойства позволяют предположить тремолит. Все другие минералы встречаются в виде включений в амфиболе. Кварц обычно присутствует в виде ксенобластовых зерен размером <0.5 мм (некоторые до 6 мм) в основной массе, где также присутствует плагиоклаз. Он образует субидио- или ксенобластовые кристаллы An % около 30 (олигоклаз-андезин). Довольно частая непрозрачная фаза состоит из кристаллоформного магнетита, графита и пирротина с пластинами макинавита и небольшим количеством включений халькопирита. Встречается мелкий, почти идиобластовый сфен и зерна эпидота.

Подробно изучались две графитовые породы: сланец Муло и более традиционный черный сланец. Оба содержат большое количество графита в виде мелкой пыли. В черном сланце встречаются мелкие ксенобластовые зерна кварца, чешуйки субидиобластового биотита и деформированный пирротин. В основной массе, где размер зерен составляет менее 0.1 мм, присутствуют ленты более

крупного кварца и полосы пирротина. В отличие от него сланец Муло довольно массивен из-за присутствия большого количества амфибола. Для амфибола характерны радиальные скопления (рис. 1.41). Внешний вид и оптические свойства амфибола показывают, что это тремолит. Остальную часть породы составляют плагиоклаз (<0.4 мм), измененный в серицит, встречаются ксенобластовый кварц (включения в тремолите), субидио- или идиобластовый сфен, пирротин и, возможно, оливин (?).

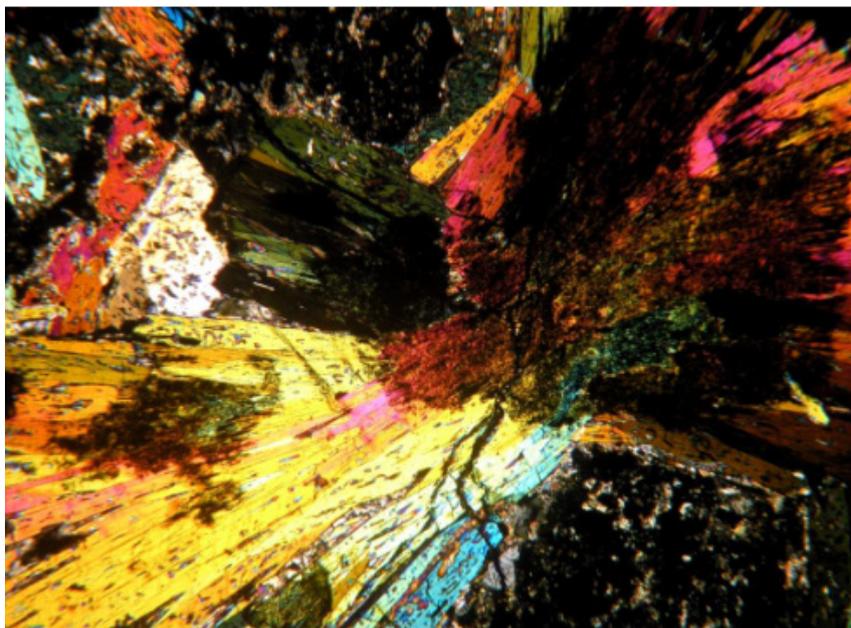


Рис. 1.41. Радиальное скопление тремолита в сланце Муло (TL-05-202B). Основная масса содержит большое количество порошкообразного графита. Скрещенные николи. Ширина микроснимка – около 4.2 мм

Комплекс Руокоярви

Комплекс Руокоярви залегает к юго-западу от границы между археем и протерозоем и метаосадками комплекса Пялкъярви. Он простирается от южной части озера Янисъярви в России, пересекает Хатунваару, Вепся и северную часть озера Исо Хейняярви в Финляндии и продолжается до деревень Ротоскаваара и Китеенлахти. Самая широкая его часть (около 10 км) располагается на восточном краю района исследования, сужаясь до 5 км на границе и далее до 2.5 км и изгибаясь к северу от озера Исо Хейняярви. В северо-западном направлении он продолжается как комплекс Пялкъярви, при этом его ориентировка примерно параллельна границе архея и протерозоя.

Комплекс Руокоярви состоит из пелитовых сланцев и псаммитовых метаосадков от грубозернистых незрелых граувакк до мелкозернистых компактных псаммитов. Формация Потоскаваара в составе этого комплекса сложена слюдястыми сланцами с большим количеством порфиробластов, она является хорошим маркером.

Комплекс Руокоярви ограничен на севере комплексом Пялкъярви, в основном ее краевыми метаосадками, а также формацией Каллиисет, тогда как самая западная часть северной границы соответствует формации Риикола. Считается, что надвиг Сухмура простирается к востоку от озера Китеенъярви, маркируя западную оконечность комплекса Руокоярви и переход к породам провинции Саво. Комплекс Руокоярви изгибается между озерами Китеенъярви и Исо Хейняярви и продолжается в направлении Ладожского озера на юго-востоке. Два различных комплекса, Кангасъярви и Кирьявалахти, составляют фланговые ассоциации пород вдоль его южного края.

У метаосадков комплексов Руокоярви и Пялкъярви наблюдаются небольшие литологические различия близ их пограничной зоны (ср. краевую толщ Пялкъярви и формацию Риллинкисуо, описанную ниже). Аэромагнитные данные подтверждают предполагаемое изменение типа пород. Комплексы Руокоярви и Кирьявалахти различаются тем, что последний включает яркую супракрустальную толщу (черные сланцы, доломит, метавулканыты и т.д.), которой нет в первой толще. Южный край комплекса Руокоярви отчетливо контрастирует с комплексом Кангасъярви, так как последний сложен довольно монотонными метапелитами.

Комплекс Руокоярви можно разделить на три отдельные метаосадочные формации: Риллинкисуо, Потоскаваара и Ламминмаа. Кроме того, этот комплекс включает несколько заметных проявлений пегматита, например, около озера Исо Хейрярви в Китее и близ деревни Пирттипохья в Российской Карелии. Судя по сходству этих пегматитов, они произошли из одного источника, их можно объединить в группу пегматитов Китее.

Формация Риллинкисуо

Формация Риллинкисуо является крайней северо-восточной ассоциацией пород в комплексе Руокоярви. На территории России она простирается от южного конца озера Янисъярви до района к югу от озера Пялкъярви в виде слабо обнаженной метаосадочной толщи шириной 3–5 км. Пересекая границу и переходя на финскую территорию, она сужается, ее мощность на юге муниципалитета Тохмаярви уменьшается до 0.6–1 км, и выклинивается между Лаутакангас и северной частью Питкяярви. Она ограничена к северу комплексом Пялкъярви или формацией Каллисет. Южная граница формации, внутри комплекса Руокоярви, маркируется резким переходом к слюдистым сланцам с большим количеством порфиробластов формации Потоскаваара.

Район распространения формации Риллинкисуо представляет собой низменность, за исключением пегматитового холма, занимающего площадь в несколько километров, в Пирттипохья (Российская Карелия).

Название Rillinkisuo произошло от слов, означающих равнину, фактически группу болот, которые и наблюдаются в центре этой формации. На геологической карте [Степанов и др., 2004] выделены три отдельные метаосадочные свиты между структурой Кирьявалахти на юго-западе и озером Янисъярви на северо-востоке: Конттиосаари, Пялкъярви (с нижней и верхней Пялкъярви) и Наатселькя. Первая соответствует формации Ламминмаа, а нижняя и верхняя Пялкъярви считаются аналогами формации Потоскаваара (см. ниже). Свита Наатселькя связана с формацией Риллинкисуо, что учитывалось при нанесении ее границ на геологической карте.

Описываемая формация литологически характеризуется мелкозернистыми, довольно темными метаосадками с мелкими (около 2 мм) зернами силлиманита. У этих пород часто наблюдается развитая сланцеватость вдоль горизонтов с высоким содержанием слюды. В большинстве разновидностей псаммитов встречаются конкреции. Ритмичная слоистость, выявленная в краевой толще Пялкъярви, отсутствует в породах Риллинкисуо.

В шлифах пород Риллинкисуо наблюдается мелкозернистая метаосадочная текстура с выраженным сколом; в одном образце также обнаружена мелковолнистая сланцеватость. Кварц встречается чаще в виде зерен размером <0.2 мм, а также удлиненных до 0.7 мм зерен. Он образует многочисленные ленты или полосы, заметные в шлифах. В основной массе иногда встречаются округлые или овальные скопления кварца размером 0.3–0.8 мм. Их происхождение пока не ясно, возможно, они отражают метаморфическое замещение. Суб- и ангедральные иглы, волокна и чешуйки биотита (<0.3 мм) и мусковита (<0.2 мм) встречаются в большом количестве. Эти слюды изгибаются вокруг вышеупомянутых скоплений кварца. Обнаружен плагиоклаз в виде мелких ангедральных зерен. Кроме того, в основной массе встречается суб- и ангедральный хлорит и зерна турмалина.

Формация Потоскаваара

Формация Потоскаваара расположена в центральной части трех формаций комплекса Руокоярви. Это наиболее яркая метаосадочная ассоциация внушительного размера в районе Китее – Тохмаярви – Сортавала. Ее можно проследить на расстоянии около 55 км от юго-восточного угла района исследований, от деревни Харлу и южнее озера Янисъярви на северо-запад, мимо озер Вахваярви и Руокоярви в Российской Карелии и далее на территории Финляндии. На финской стороне эта формация встречается на северо-востоке Хатунваары и Куурна, откуда она простирается через Потоскаваара и заканчивается в деревне Китеенлахти в Китее. Ширина формации Потоскаваара колеблется от приблизительно 0.8 км до 4.5 км. Наибольшей ширины она в юго-восточных частях и близ Китеенлахти, где, однако, ее вуалирует крупное проявление пегматита.

Район распространения формации характеризуется низменным рельефом и редкими обнажениями коренных пород. Типичные породы формации можно увидеть в деревне Потоскаваара (рис. 1.42), Китее, где разрабатывались карьеры для определения потенциала блочного камня. Другие ключевые объекты включают обнажение-холм в центре болота в Хатунваарасуо (Китее), всего в километре от финско-российской границы, и несколько обнажений к западу от Харлу (рис. 1.43). Эти разноточные удаленные друг от друга объекты дают представление обо всей формации Потоскаваара и ее протяженности.



Рис. 1.42. Андалузит-ставролит-кордиеритовый слюдистый сланец формации Потоскаваара, опытный карьер Потоскаваара, Китее (4231 06). У андалузита наблюдается несколько голубоватых, почти круглых зерен размером в несколько сантиметров. Ставролит присутствует в виде мельчайших коричневатых кристаллов. Кордиерит встречается в виде амебообразных зерен с низким рельефом. Ставролит и андалузит обычно имеют беловатые каймы, состоящие из полевого шпата. Рукоятка молотка длиной 60 см указывает на север



Рис. 1.43. Андалузит-кордиерит-ставролитовый слюдистый сланец из формации Потоскаваара, Виссу, Российская Карелия. Здесь кордиерит выветрился до бесформенных беловатых зерен. Рукоятка молотка длиной 60 см указывает направление на восток

Формация Потоскаваара ограничена на севере формацией Риллинкисуо, за исключением самой западной части, которая ограничена формацией Риикола комплекса Пялкъярви. Южная ее граница оконтуривается либо метаосадками частично фрагментарной формации Ламминмаа (см. ниже), либо породами примыкающих комплексов Кангасъярви и Кирьявалахти. Литологические границы легко определить благодаря отличительному внешнему виду пород Потоскаваара. К. И. Степанов и др. [2004a] выделили две метаосадочные формации к юго-западу от озера Янисъярви, т.е. нижнюю и верхнюю свиты Пялкъярви (не смешивать с краевой толщей Пялкъярви в данном исследовании), которые можно коррелировать с формацией Потоскаваара.

Формация литологически характеризуется мелкозернистыми, иногда почти филлитовыми блестящими слюдястыми сланцами с большим количеством порфиروبластов андалузита, ставролита и кордиерита (рис. 1.42 и 1.43). Встречаются также гранаты размером 1–3 мм, однако три предыдущих минерала образуют «типовую ассоциацию» сланцев Потоскаваара, так как они встречаются повсеместно.

Андалузит обычно размером 1–5 см с отчетливыми формами, такими как прямоугольники и миндалеобразные пуговицы. Некоторые зерна, параллельные слою, достигают 15 см. Иногда образует хиастолитовые кресты. Ставролит в виде характерных алмазообразных зерен или прямоугольников и перекрестных двойников. Размер зерен около 0.5–2 см. По-видимому, кордиерит был последним кристаллизовавшимся порфиروبластом, так как он часто содержит включения ставролита, реже андалузита или граната. У него обычно наблюдаются неясные амебообразные формы (рис. 1.43), возможно, из-за сложных двойников. Разная степень выветривания меняет его внешний вид от низкорельефных до высокорельефных белых зерен, похожих на цветок. Размеры порфиروبластов кордиерита значительно колеблются от мелких 0.5–1 см до крупных 10–15 см, в среднем – 4–10 см (рис. 1.42). Иногда в сланцах в северной части формации наблюдался силлиманит. Зоны контактов с интрузиями и дайками пегматитов также иногда содержат силлиманит.

Основная масса пород обычно слоистая, с темными и светлыми 2–10 см слоями пелитового и псаммитового материала. Светлые, более псаммитовые участки могут содержать вытянутые и овальные зональные конкреции, а также более темные полосы биотита, маркирующие наблюдаемое увеличение количества глинистого вещества. Наличие слоистости явилось главным фактором при выделении нижней и верхней свит Пялкъярви [Степанов и др., 2004б]. Однако в данном исследовании эти свиты объединены в составе формации Потоскаваара. Характерными для формации также являются внутрiformационные графитовые сланцы, некоторые из них относятся к настоящим черным сланцам; их особенно много в западных частях формации. Многочисленные кварцевые жилы, по крайней мере, двух генераций часто встречаются в слюдястых сланцах. У более ранних жил ориентировки параллельные слою (или сланцеватости), а у более поздних – секущие.

Микроскопически породы формации Потоскаваара определяются мелкозернистыми, сланцеватыми, порфиробластическими и слоистыми метapelитами. Наблюдения показали, что сланцеватость слегка отклоняется от слоистости. Кварц встречается в виде ксенобластовых зерен размером <0.5 мм в основной массе и включений <0.1 мм в порфиробластах. У кварца основной массы иногда наблюдается волнистое погасание, а наблюдаемые колебания размера зерен отражают слоистость, хотя самые крупные зерна часто встречаются в тенях давления порфиробластов. Биотит образует субидиобластовые чешуйки и иглы. Размер зерен (и их количество) колеблется в зависимости от слоистости между 0.1 и 0.8 мм. Зерна субидиоморфного и ксенобластового плагиоклаза (олигоклаз, <0.7 мм) и ксенобластового полевого шпата (<1.5 мм) часто серицитизированы. Мусковит присутствует в виде ксенобластовых или субидиобластовых зерен почти исключительно в ассоциации с порфиробластами, в основной массе его немного.

Довольно характерны для порфиробластов формации Потоскаваара многочисленные непрозрачные включения размером <0.7 мм. Состоят они в основном из пирротина с небольшим количеством халькопирита и более мелких зерен магнетита. Изучение шлифов позволяет предположить, что магнетитовая фаза более многочисленна. Присутствуют мелкие рассеянные зерна турмалина.

Кордиерит – часто встречающийся порфиробласт. У него более или менее ксенобластовые гелицитовые зерна, хотя встречаются псевдогексагональные порфиробласты. Размер зерен колеблется от 2.5 до 20 мм. Иногда наблюдается секторальное двойникование. Типичны ретроградное изменение кордиерита в пинит и реакции с образованием хлорита, мусковита и даже серицита. Гелицитовые включения содержат кварц, биотит и непрозрачные минералы (возможно, магнетит). Кроме того, порфиробласты кордиерита содержат, например, ставролит и андалузит. По-видимому, в ходе развития мелковолнистой сланцеватости в зонах и образовался кордиерит. Изучение шлифов показывает, что кордиерит, очевидно, появляется в поздней фазе кристаллизации.

Порфиробласты андалузита встречаются в виде субидиоморфных и ксенобластовых гелицитовых зерен размером 30 мм и идиобластовых кристаллов размером в несколько миллиметров. В одних случаях гелицитовая сланцеватость конгруэнтна сланцеватости основной массы, в других – нет. Это, вероятно, происходит в результате многофазного роста андалузита. Включения в андалузите присутствуют в виде мелких капель кварца и чешуек биотита, в большом количестве встречаются непрозрачные минералы. Наблюдается замещение хлоритом и биотитом.

Ставролит встречается в виде идиобластовых зерен или фрагментарных, более ксенобластовых порфириобластов размером <20 мм. Зерна обычно имеют кайму из довольно крупнозернистого калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца и биотита. Отмечаются как продукты изменения также хлорит и мусковит.

Формация Ламминмаа

Самая южная метаосадочная ассоциация в комплексе Руокоярви выделена как формация Ламминмаа. Она расположена в виде изогнутой структуры шириной около 0.5–4 км в северной части Китее и на юге Тохмаярви, простираясь от деревни Китеенлахти на западе до финско-русской границы на озере Маткалампи. На этом пути она изгибается с севера вокруг озера Исо Хейнярви. Формация исчезает в районе между государственной границей и озером Руокоярви в Российской Карелии и вновь появляется в Отраккала, к северу от Рускеалы. Далее формация продолжается на юго-восток вдоль края комплекса Руокоярви и почти достигает деревни Харлу. На этом отрезке формация сужается от 2.5 км до 200 м. К югу от озера Вахваярви она встречается фрагментарно. Самые лучшие обнаженные участки находятся в районе Ламминмаа, на юге Вепся, в Тохмаярви. На российской стороне формация Ламминмаа встречается лишь в нескольких местах и околонушена на основе геологической карты [Степанов и др., 2004б] и свиты Контиосаари, которая считается эквивалентом этой формации.

На севере формация Ламминмаа отчетливо ограничена слюдястыми сланцами формации Потоскаваара. Южная граница пород Ламминмаа маркируется границей комплексов: либо Кангасъярви в Финляндии, либо Кирьявалахти в Российской Карелии.

Для формации Ламминмаа характерны серые псаммитовые метаосадки с размером зерен от мелкого (основная масса) до размера песка и гравия. Некоторые отполированные эрозионные поверхности производят впечатление изверженной диоритовой породы (рис. 1.44). Обычно метаосадки состоят из мелкозернистой псаммитовой основной массы с зернами кварца, полевого шпата и биотита размером 1–2 мм. Довольно часто у этих пород наблюдается слоистость, иногда даже градационная; в них есть участки вещества с зернистостью гравия (<5 мм) (рис. 1.45). Слоистость варьирует от тонких миллиметровых, сантиметровых полос до нескольких метров с различными соотношениями песка и глины. Протолит специально не изучался, однако предполагаем, что преобладающим и характерным его типом является метаграувакка. Другими седиментационными особенностями пород формации являются текстура сползания (рис. 1.45) и неясная косослоистая. Направление кровли на одном из обнажений показывает омоложение к юго-западу.

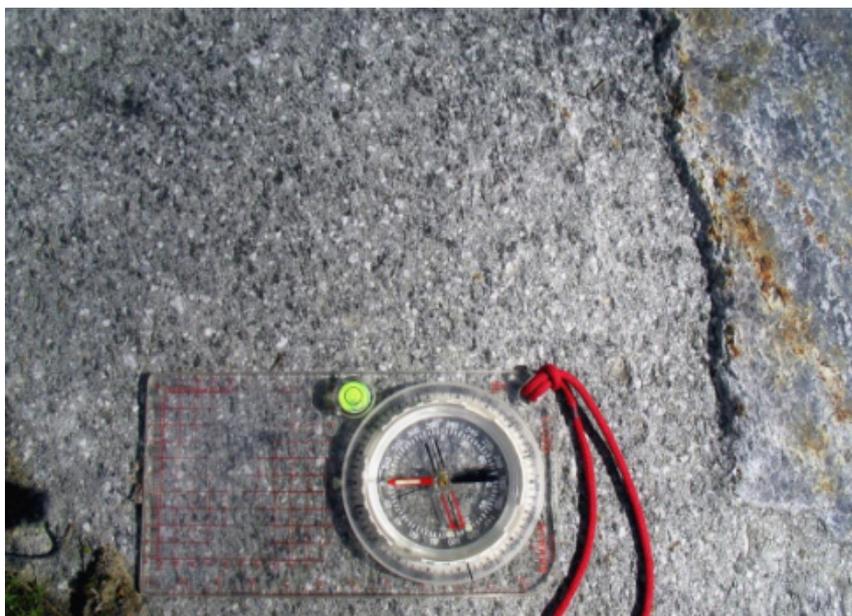


Рис. 1.44. Метаосадок из формации Ламминмаа, южная часть Вепся (Ламминмаа), Тохмаярви (4231 09). В мелкозернистой основной массе можно различить слабовытянутые зерна кварца, полевого шпата и биотита миллиметрового размера. В правой части снимка виден фрагмент кварцевой жилы. Длина компаса – 12 см

В метаосадках Ламминмаа много конкреций, которые часто производят впечатление отлично сохранившихся, т.е. они слабо деформированы, и их зональность хорошо развита (рис. 1.46). Размер конкреций колеблется примерно от 10 см (шары) до 50–60 см (овалы). Существует два типа конкреций: зональные и незональные. Зональные конкреции имеют внешнюю кайму толщиной 2 см, сложенную кварцем, плагиоклазом и биотитом, и внутреннюю зону с несколько более крупнозернистыми роговой обманкой, кварцем, плагиоклазом и гранатом. Их часто секут (простираение вдоль короткой стороны конкреции) жилы миллиметровой мощности или заполнители трещин, которые, как ни странно, ограничены конкрециями (рис. 1.46). Минералогия зональных и незональных конкреций в целом одинакова.



Рис. 1.45. Метаосадки формации Ламминмаа, южная часть Вепся (Ламминмаа), Тохмаярви (4231 09). Мелкозернистые слои с градационной слоистостью и укрупнением зернистости к северо-востоку. В нижней части снимка виден деформированный контакт (оползание?) довольно крупно- и мелкозернистых слоев. Видимая части рукоятки молотка около 50 см, указывает направление на север



Рис. 1.46. Типичные зональные конкреции в метапсаммите формации Ламминмаа, южная часть Вепся (Ламминмаа), Тохмаярви (4231 09). Центры конкреций состоят из граната, роговой обманки, кварца и плагиоклаза, а кайма сложена кварцем, плагиоклазом и биотитом. Длина компаса – 12 см

В формации Ламминмаа в Сирккаваара, Китее, в холме Риуттавуори (Кеккокиви) находится крупное проявление пегматитов. Некоторые из обнажений вблизи пегматитов сложены обычными гранатовыми слюдистыми сланцами с мелкими (<1 см) красными гранатами.

В двух образцах пород формации Ламминмаа под микроскопом обнаружены бесспорные признаки обломочных осадочных протолитов. Эти протолиты являются, соответственно, аркозом и полевошпатовой грауваккой [классификация по Mackenzie, Adams, 1994]. В шлифах кварц встречается в виде ангедральных, частично резорбированных зерен различного размера (от <0.1 до 2 мм) в основной массе и в виде более крупных обломков. Блочное погасание довольно часто и указывает на некоторую деформацию. Биотит в виде субгедральных чешуек размером <1.5 мм с хорошо развитой сланцеватостью и «хвостами» теней давления на обломках кварца. Образец, сохранившийся лучше, содержит походящие на обломки зерна биотита размером <0.5 мм, а иногда полосы из вытянутого биотита. Эти зерна содержат включения циркона и апатита. Ангедральный (<1.2 мм) плагиоклаз (олигоклаз) встречается в виде обломков и более мелких зерен в основной массе. Калиевый полевой шпат в виде ангедральных зерен. В самых крупных обломках размером 2 мм наблюдаются серицитизация, включения. Мусковит встречается в виде субгедральных чешуек размером 0.2–0.7 мм. Также в основной массе встречаются мелкие суб- и эвгедральные зерна апатита.

Комплекс Кирьявалахти

Для Северного Приладожья характерны куполообразные проявления архейских гнейсов, которые перекрыты отложениями палеопротерозойских супракрустальных пород. Купола встречаются в поясе широтного простираения на северном берегу озера от города Питкяранты на востоке до финляндско-российской границы. Комплекс Кирьявалахти обнажается между озером Янисъярви и городом Сортавалой, включает два гнейсовых купола, Кирьявалахти и Сортавала, а также их краевые супракрустальные породы. Этот комплекс отличается по форме от описанных ранее метаосадочных комплексов, однако имеет такую же региональную ориентировку на северо-запад вдоль границы архея и протерозоя в виде двух направленных на север толщ. Ориентировку определяют, главным образом, фланги купола Кирьявалахти, особенно ее самые северные части. В целом комплекс Кирьявалахти образует сужающуюся на север ассоциацию пород длиной 30–35 км, шириной почти 25 км на юге и всего 1 км близ деревни Рускеала на севере.



Рис. 1.47. Смятые в складки, чередующиеся слои доломитовой известково-силикатной породы и довольно чистого мрамора Кирьявалахтинской толщи, Рускеала, Российская Карелия. Эти покровные породы залегают на гнейсовом куполе Кирьявалахти. Рукоятка молотка длиной 60 см указывает направление на север

метаосадочных комплексов, однако имеет такую же региональную ориентировку на северо-запад вдоль границы архея и протерозоя в виде двух направленных на север толщ. Ориентировку определяют, главным образом, фланги купола Кирьявалахти, особенно ее самые северные части. В целом комплекс Кирьявалахти образует сужающуюся на север ассоциацию пород длиной 30–35 км, шириной почти 25 км на юге и всего 1 км близ деревни Рускеала на севере.

Комплекс Кирьявалахти ограничен на севере метаосадками комплекса Руокоярви. Эти осадки большей частью содержат метапсаммиты (метаграувакки) формации Ламминмаа, а также слюдистые сланцы формаций Потоскаваара и Риллинкисуо.

Карбонатные породы встречаются в нескольких местах, наиболее примечательное проявление расположено вблизи деревни Рускеала (рис. 1.47), примерно в 25 км к северо-западу от города Сортавалы. Рускеальский мрамор известен уже несколько столетий, его добывали для строительства зданий Санкт-Петербурга.

Западный край рассматриваемого комплекса оконтуривается породами комплекса Кангасъярви, хотя самая юго-западная часть ограничена комплексом Латвасюръя. Практически весь комплекс Кирьявалахти легко различим на геофизических картах, так как верхи его разреза содержат горизонты черных сланцев и сульфидов. Сульфидная минерализация является одной из особенностей пород комплекса.

Комплекс Кангасъярви

Основная часть комплекса Кангасъярви оконтуривается районом площадью 35 × 15 км между деревней Китеенлахти в Китее (Финляндия) и северо-западной частью района Сортавалы в Российской Карелии.

Этот выклинивающийся к югу комплекс зажат между крупным комплексом Латвасюръя и комплексом Руокоярви на юго-западе, а также породами Кирьявалахтинского комплекса на северо-востоке. Граница метаосадков провинции Саво [Ward, 1987, 1988] находится также на северо-западном конце этого комплекса, к югу от озера Китеенъярви. Кроме того, архипелаг Северного Приладожья к северу от надвига Мейери сложен метаосадками, относящимися к комплексу Кангасъярви [Степанов и др., 2004а, б].

В комплексе Кангасъярви преобладают монотонные слюдистые сланцы с большим количеством богатых кварцем пород и амфиболитов. Также встречаются внутриформационные горизонты черных сланцев. Изверженный комплекс Кааламо занимает обширную площадь в комплексе Кангасъярви в Российской Карелии, тогда как пегматитовые интрузии разного размера, считающиеся составной частью пегматитовой группы Китее, встречаются в северных частях этого комплекса.

В региональном масштабе комплекс Кангасъярви несколько отличается от расположенных дальше на севере калевийских толщ. Довольно монотонные метаосадки комплекса коррелируются с верхнекалевийскими породами провинции Саво. Этот вывод основан на предположении о том, что надвиг Сухмура простирается вдоль границы толщи между комплексами Кангасъярви и Руокоярви. Граница между комплексами Кангасъярви и Латвасюръя проведена на основе региональной карты [Степанов и др., 2004б]. Основные компоненты этого комплекса, т.е. супракрустальные породы, рассмотрены ниже.

Супракрустальные породы комплекса Кангасъярви

В супракрустальных толщах Кангасъярви преобладают монотонные слюдистые сланцы с большим количеством кварца. Встречается много амфиболитов и графитовых/черных сланцев. Амфиболиты есть в нескольких пачках к северу от комплекса Кааламо и к востоку от деревни Сяюнеенкюля в Китее. Метаосадки с варьирующим содержанием графита часто связаны с этими проявлениями амфиболитов, тогда как настоящие черные сланцы с высоким содержанием графита и сульфидов сосредоточены в районе восточного Сяюнеенкюля и видны в нескольких обнажениях между Каттилаваара и Сатулаваара.

Преобладающие аренитовые осадки с высоким содержанием кварца обычно мелкозернистые и имеют серую или даже голубовато-серую окраску. Отчетливые седиментационные особенности редки, хотя в некоторых местах наблюдается хорошо развитая слоистость. Сланцеватость местами дискордантна к неясно выраженной слоистости. Около изверженного комплекса Кааламо у метаосадков наблюдается гнейсовая деформированная текстура, а сланцеватость простирается вдоль границ комплекса. На западной оконечности комплекса Кангасъярви, вблизи финских синорогенных плутонов в комплексе Латвасюръя (в основном гранодиорит Мисола), у пород наблюдается смешанная текстура с жилами и дайками гранитоидов. Деформированные конкреции размером 20–50 см встречаются повсеместно. Однако комплекс Кангасъярви – единственный, в котором конкреционное вещество образует более или менее непрерывные прослои длиной несколько метров. Кварцевые жилы разного простирания часто деформированы. Местами наблюдается тенденция к образованию графитовых сланцев, по мере того как они становятся темнее; они содержат незначительную сульфидную вкрапленность. Кроме того, полосчатые гранатовые слюдистые сланцы встречаются, в частности, вблизи амфиболитов на юге Каттилаваары, Китее. Слюдистые сланцы с высоким содержанием кварца обычно секутся дайками пегматита Китее, особенно в северной части толщи. Не считая отчетливых секущих соотношений, пегматит и метаосадки образуют слоистую «сэндвич-структуру» (пегматитовые дайки, параллельные слою).

Амфиболиты имеют зеленоватый цвет, а иногда зелено-серый или зелено-беловатый. Эта неоднородность проявляется в виде довольно красивой полосчатой или сетчатой и даже леопардовой текстуры (рис. 1.48). В некоторых обнажениях наблюдаются текстуры, напоминающие автобрекчирование, указывая, таким образом, на локальное образование лавовых потоков. В породах преобладают амфиболы, в основном роговая обманка или тремолит, а также плагиоклаз. Встречающийся иногда кварц также различим на выветрелых поверхностях. Отмечаются довольно крупные (до 3 см) гранаты, особенно в более однородных частях обнажений амфиболита. Чередующиеся слои мощностью несколько сантиметров и, очевидно, градационные контакты между гранатовыми слюдистыми сланцами и амфиболитами наблюдаются, например, в южной части района Каттилаваара. Поздние трещины и небольшие разломы, а также многочисленные маломощные деформированные кварцевые жилы секут сланцеватость в амфиболитах.

У черных сланцев наблюдаются темные, красновато-коричневые расслоенные поверхности (рис. 1.49), которые местами превратились в гумми-раковины в результате выветривания. Свежие обнажения имеют темно-серый цвет ввиду высокого содержания графита. Местами встречаются неясные слоистые структуры, тогда как складчатость выражена более отчетливо. Мелкозернистая графитовая основная масса черных сланцев содержит обширную сульфидную вкрапленность, главным образом пирит. Можно иногда также обнаружить зерна амфибола. Кроме того, в некоторых обнажениях наблюдаются заметно измененные беловатые породы. Они внешне похожи на серицитовые кварциты, хотя, очевидно, являются продуктами гидротермального изменения. Изучение этого типа пород под микроскопом показало, что он примерно на 40 % состоит из калиевого полевого шпата, а также амфибола, клинопироксена, мусковита и пирита.



Рис. 1.48. Толща Кангасъярви содержит большое количество амфиболитов. На рисунке порода с пятнистой текстурой и деформированными зернами кварца из южной части Каттилаваары, Китее (4231 05). Рукоятка молотка 60 см, указывает направление на север



Рис. 1.49. Обнажение складчатого сланца ржавого оттенка, относящегося к комплексу Кангасъярви, южная часть Каттилаваары, Китее (4231 05). Рукоятка молотка имеет длину 60 см и указывает направление на север

В шлифах мелкозернистых пород определен ксенобластовый детритовый кварц размером <0.1 мм в основной массе, а также редкие более крупные зерна. Биотит встречается в виде тонких субидио- и ксенобластовых чешуек, сравнимых с зернистостью кварца. В биотите обычно встречаются включения циркона с плеохроичными ореолами. Есть также мусковит. Полевые шпаты (почти исключительно олигоклаз) встречаются в более значительном количестве (около 15 %), они ксенобластовые и часто серицитизированы. Зерна субидиобластового апатита встречаются в основной массе. Породы можно назвать, соответственно, кварцевым аренимом и аркозом, по рекомендации Маккензи и Адамса [Mackenzie, Adams, 1994].

Изучение шлифов амфиболитов комплекса Кангасъярви выявило (образец из Каттилаваара, Китее) сланцеватую и ясную слоистую текстуру с большим количеством кварца, что позволяет считать их параамфиболитами, тогда как другие (Контиоваара, Китее и Яаккима, Российская Карелия) разнозернисты, слабо сланцеваты и содержат мало кварца. (Пара-)амфиболит Каттилаваары состоит в основном из субидио- и ксенобластовых зеленых плеохроичных зерен амфибола размером <2.5 мм. Кварц встречается в виде ксенобластовых зерен размером 0.1–0.2 мм в основной массе (в определенных горизонтах) и в виде включений в амфиболе. Наблюдаются серицитизированный ксенобластовый плагиоклаз с зональным погасанием (олигоклаз-андезин), небольшое количество карбоната (кальцит или доломит) в пустотах амфибола и мелкие идиобластовые зерна магнетита. Образец из Контиоваары содержит субидио- и ксенобластовый, неплеохроичный амфибол размером <2 мм, который классифицирован как тремолит. Кроме того, довольно крупные (<6 мм) зерна клинопироксена (авгита) и измененного плагиоклаза встречаются вместе с мелкими графитовыми иглами и пирротинном. Есть небольшое количество ксенобластового кварца, субидиобластовый сфен, хлорит и эпидот.

Изучение под микроскопом черного сланца из южной части Каттилаваары, Китее, выявило довольно простой минеральный состав. Самые крупнозернистые минералы представлены зернами кварца, мусковита и пирита размером около 0.5 мм. Все они сосредоточены в жилородных структурах. Зернистость основной массы гораздо ниже 0.1 мм. Мусковит встречается в виде субидио- и ксенобластовых чешуек, а кварц – в виде ксенобластовых зерен. Непрозрачные минералы состоят в основном из порошкообразного графита, обширной вкрапленности пирита и небольшого объема рассеянного идио- и субидиобластового магнетита. Следует заметить, что единственной магнитной фазой в образце черного сланца является магнетит; моноклинного пирротина нет.

Комплекс Латвасюрья

Комплекс Латвасюрья слагает самую юго-западную часть района исследования и изучен нами в ограниченной степени. Его финская часть включает изверженные плутоны около государственной границы. Описание этого комплекса базируется на опубликованных данных [Mattila, 2004; Степанов и др., 2004а].

Границы комплекса Латвасюръя определены на основе аэромагнитной и геологической [Nykänen, 1972; Степанов и др., 2004б] карт. Комплекс простирается от озер Сяюнеярви и Пюхьярви (Финляндия) до района к западу от города Сортавалы (Российская Карелия). Южная граница его оконтуривается надвигом Мейери широтного простирания, маркируя переход к сильно мигматизированным породам. Согласно современной интерпретации, надвиг Мейери соответствует юго-западному краю зоны Раахе-Ладога, обозначая переход от Карельского кратона к Свекофеннской области [Балтыбаев и др., 1996]. Северная граница толщи и переход к метаосадкам комплекса Кангасьярви проводится по геологической карте [Степанов и др., 2004б]. Эта граница продолжается на территории Финляндии вдоль края крупных плутонов между озерами Пюхьярви и Сяюнеярви в муниципалитете Китее. Западный край комплекса Латвасюръя ограничивают графитовые сланцы, закартированные [Nykänen, 1972] вблизи плутонических пород.

Основу комплекса Латвасюръя составляют пелитовые метаосадки свиты Кархуланмяки, которые можно подразделить на верхний и нижний подсвиты [Степанов и др., 2004а]. Однако нами осадки Кархуланмяки рассматриваются как одна группа, обозначенная как формация Кархуланмяки. Эти метаосадки прорваны синорогенными кислыми и средними плутонами, особенно их много вблизи государственной границы (к северу от озера Пюхьярви). Среди них, например, гранодиорит Мисола, кварцевый диорит Няряккала и диорит Вайтьярви. Остальной объем комплекса составляют деформированные архейские гнейсы фундамента или мигматиты и связанные с ними супракрустальные породы, в основном питкярантской свиты. Кроме того, в северной части комплекса встречаются многочисленные пегматитовые дайки, силлы и более крупные плутоны, связанные с пегматитами Китее.

Формация Кархуланмяки

Метаосадки формации Кархуланмяки изучались вблизи пос. Латвасюръя. Судя по довольно малому углу падения сланцеватости формации Кархуланмяки, на этих осадках структурно залегают архейские ортогнейсы, что отметил ранее Маттила [Mattila, 2004], предположив, что между куполом Латвасюръя и породами формации Кархуланмяки есть тектонический контакт.

Метаосадки формации Кархуланмяки представлены мелкозернистым слюдистым сланцем с редкой вкрапленностью пирротина. Местами наблюдаются полосы или тонкая слоистость мощностью около 1 см, а также несколько деформированных конкреций с довольно крупным гранатом (рис. 1.50). Как уже было отмечено, сланцеватость, особенно к северу от обнажений ортогнейсов Латвасюръя, падает полого на юг и в направлении архейских пород купола. Часто встречаются маломощные дайки пегматитов.



Рис. 1.50. Полосчатая структура в кварцево-слюдистом сланце формации Кархуланмяки вблизи Латвасюръя, Российская Карелия. Видны также несколько деформированных и будинированных конкреций. Длина компаса – 12 см

Изучение пород Кархуланмяки под микроскопом выявило мелкозернистую, разномасштабную и сланцеватую текстуру с чередованием зернистости, указывающей на слоистость. Кроме того, предполагаемое осадочное происхождение подчеркивается встречающимися обломками полевого шпата. Кварц в виде ксенобластовых зерен до 2 мм, но обычно менее 0.5 мм, с характерным волнистым погасанием. Биотит присутствует в виде субидио- и ксенобластовых чешуек размером 0.5–1.5 мм в основной массе. Кварц, циркон, апатит и непрозрачные минералы встречаются в виде включений в биотите. Редко наблюдаемая хлоритизация затрагивает некоторые чешуйки биотита. Местами отмечается серицитизированный плагиоклаз, мусковит присутствует в виде единичных зерен в основной массе. По набору минералов такую породу можно назвать кварц-слюдястым сланцем, основываясь на классификации Уинклера [Winkler, 1979].

Комплекс Тохмаярви

В муниципалитете Тохмаярви, большей частью близ центра города, залегает L-образная породная формация почти меридионального простирания, шириной несколько километров и длиной около 17 км, главным образом мафического магматического происхождения, с интрузивными и экструзивными телами. Название «Комплекс Тохмаярви» принято здесь для обозначения структуры, которая включает метавулканиды (подушечные лавы, туффиты и т.д.), мафические плутонические породы (габбро) и метаосадки (слюдястые, черные сланцы, конгломераты, кварциты, доломиты), а также в основном порфиробластовые метаосадки к востоку, ограниченные отчетливым горизонтом с сильной аэромагнитной аномалией.

Наиболее известные ранние описания комплекса находим в работах Уилкмана [Wilkman, 1923], О. Нюканена [Nykänen, 1968, 1971] и В. Нюканена [Nykänen, 1992], хотя эти авторы рассматривали его в более ограниченных рамках, т.е. как состоящий из метадиабаз-вулканитовой L-образной структуры. Мафические породы в L-образной структуре комплекса Тохмаярви описаны в работе [Torvinen et al., 2004].

Наше внимание было сосредоточено на региональной характеристике комплекса Тохмаярви, особенно его краевых зон, в соотношении с калевийскими метаосадочными толщами, описанными выше.

Комплекс Тохмаярви расположен между монотонными метапсаммитами провинции Саво на западе и калевийскими метаосадками толщи Пялкъярви. Как отмечалось ранее в связи с формацией Риикола, граница комплекса на западе совпадает с главной региональной тектонической структурой – зоной Сухмура. Этот надвиг отделяет северную часть района исследования от верхнекалевийских осадков провинции Саво (т.е. тектонический покровный комплекс Оутокумпу). Граница с комплексом Пялкъярви и ее различными формациями была описана выше. Комплекс Тохмаярви очень похож на формацию Риикола: для них характерны горизонты сульфидсодержащих черных сланцев, которые вытянуты вдоль их границ и трассируются отчетливыми аномалиями на геофизических картах. Иными словами, метаосадки этого комплекса не сильно отличаются от метапелитов комплекса Пялкъярви.

Метаморфические минералы глиноземистых пород комплекса включают гранат, реже ставролит и андалузит, а иногда кордиерит. Кроме того, в своей «осадочной оболочке» комплекс Тохмаярви содержит такие породы, как ортокварцит и гранат-диопсидовый скарн, которые не встречаются в прилегающем комплексе Пялкъярви. Прослой псаммита и кварцита, например, кварцит Аккала, очень типичны для описываемого комплекса.

Несколько проблематичных обнажений были обнаружены к западу от озера Тохмаярви, в восточной части Йоухкола, где незакартированные ранее амфиболиты выходят на поверхность в нескольких местах в районе площадью около 0.5 км². Эти амфиболиты напоминают амфиболиты формации Риикола в крыле широтного простирания близ южной части Ярвентаус. Помимо амфиболитов, в обнажениях есть пелитовые сланцы с порфиробластами и прослой слегка зеленоватых или розовых кварцитов. Часто наблюдается складчатость (рис. 1.51). Учитывая многочисленные прослой кварцитов и близость к структуре Тохмаярви, можно сделать вывод о том, что вся ассоциация принадлежит краевым участкам комплекса Тохмаярви, а не относится к формации типа Риикола комплекса Пялкъярви.



Рис. 1.51. Сильно смятые в складки слои метапелита, кварцита и амфиболита комплекса Тохмаярви вблизи предполагаемой тектонической границы в восточной части Йоухкола, Тохмаярви (4231 04). Слой амфиболита находится рядом с молотком, тогда как маломощные прослои кварцита едва видны на заднем плане. Остальная часть обнажения – это порфириобластовый метапелит. Ось складки, измеренная по кварцевой жиле, имеет ориентировку ЮЗ 195, при падении 55°. Рукоятка молотка длиной 60 см указывает направление на север

1.2.6. Мезопротерозой, нижний рифей – иотний

Нижнерифейские (иотнийские) образования Ладожской структуры выполняют Пашско-Ладожский прогиб – крупную грабенообразную впадину, заложившуюся в мезопротерозое вместе с системой подобных палеорифтов (Сатакунта, Мукос и др.) на территории Фенноскандинавского щита. Прогиб наложен на два различных блока раннедокембрийской континентальной коры: южную часть Раахе-Ладожской зоны – область сочленения архейского Карельского кратона и юго-восточной части самой раннепротерозойской Свекофеннской складчатой системы как таковой (рис. 1.52) [Купцова и др., 2011]. Коренное различие этих двух зон определяется тем, что в пределах собственно Свекофеннской складчатой области развита ювенильная палеопротерозойская кора [Нунта, 1986], тогда как в Раахе-Ладожской зоне присутствует архейское основание, выходящее среди супракрустальных палеопротерозойских пород людиковия-калевия в виде окаймленных гнейсо-гранитных куполов [Ранний докембрий..., 2005].

Нижнерифейские вулканогенно-осадочные образования иотния, выделяемые как на основании геофизических данных, так и по результатам буровых работ в восточной, западной и юго-восточной частях Пашско-Ладожского грабена [Хераскова и др., 2006; Максимов и др., 2015], с резким угловым несогласием залегают на коре выветривания раннедокембрийского фундамента и гранитах рапакиви и прорываются Валаамским силлом. Их мощность в пределах грабена сильно варьирует, достигая максимальных величин (до 900 м) в его центральной части.

Геологическое положение, состав и возраст

В разрезе Пашско-Ладожского грабена выделяется пять свит рифейского возраста (снизу вверх) – приозерская, салминская, пашская, приладожская, яблоновская [Михайлов, 2004]. Первые три свиты уверенно относятся к нижнему рифею [Михайлов, 2004; Купцова, 2012; Максимов и др., 2015]. Отложения же приладожской и яблоновской свит некоторыми исследователями [Государственная..., 2000; Богачев и др., 2004 и др.] рассматриваются как средне- и верхнерифейские образования. Позднерифейский возраст приладожской свиты, представленной преимущественно разнозернистыми песчаниками, черными аргиллитами, доломитами, редкогалечными конгломератами (?)

и брекчиями, определяется по наличию в ней микрофитоцитов IV комплекса: *Vesicularites lobatus* Z. Zhur., *V. reticulatus* Nar. и др. Флюидизированные тилитоподобные песчаники яблоньской свиты, содержащие туффизитоподобные обособления и высокотемпературные аутигенные минералы, К. Э. Якобсон [2011] относит даже к венду.

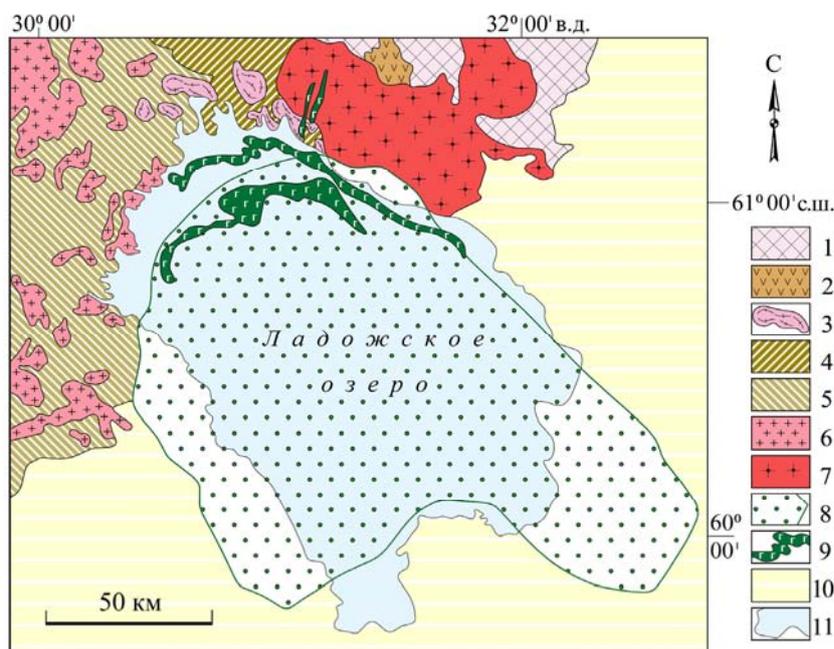


Рис. 1.52. Схема геологического строения фундамента Пашско-Ладожского бассейна (по [Купцова и др., 2011] с упрощениями):

1–2 – геологические образования Карельского кратона: 1 – архейские породы (гранитоиды, метавулканы и сланцы); 2 – сланцы, доломиты и метабазаальты людиковия; 3–6 – геологические образования Свекофеннской складчатой области: 3 – гнейсограниты архейского основания (окаймленные купола); 4 – метаморфические образования людиковия-калевия; 5 – метаморфические образования калеви; 6 – свекофенские гранитоиды (1.89–1.75 млрд лет); 7 – анортзит-рапакивигранитная ассоциация Салминского батолита; 8–9 – иотний: 8 – вулканогенно-осадочные образования Пашско-Ладожского бассейна; 9 – интрузии, дайки и силлы пород габбро-монцонитового комплекса; 10 – венд-палеозойские породы платформенного чехла; 11 – береговой контур Ладожского озера

Вследствие проблематичности возрастного положения приладожской и яблоньской свит в дальнейшем как достоверно нижнерифейские (иотнийские) образования рассматриваются только приозерская, салминская и пашская свиты. Мощность этих свит варьирует в зависимости от эрозионного среза и глубины залегания фундамента, а их соотношение определяется установленным залеганием пород приозерской свиты под салминской в скважине Кондратьево в ЮВ Приладожье [Купцова и др., 2011]. По данным «Невскгеологии», в скв. II/2 и IV/7 у пос. Салми салминская свита с размывом залегает на приозерской свите и прорывается Валаамским силлом.

Приозерская и салминская свиты имеют двучленное терригенно-вулканогенное строение [Кайряк, Хазов, 1967; Михайлов, 2004; Купцова, 2012]. Мощность терригенной части разреза приозерской свиты в районе пос. Карку 0–80 м, а в Пашском грабене – более 450 м. В составе отложений преобладают гравелиты, кварцевые конгломераты, красноцветные кварц-полевошпатовые песчаники. Разрез приозерской свиты завершается лавами трахибазальтов с линзами туффобрекчий и туфов. Всего насчитывается 9 потоков общей мощностью до 113 м в районе пос. Карку и не менее 389 м в Пашском грабене.

Вулканы приозерской свиты через кору выветривания перекрываются отложениями салминской свиты, в базальной части которой залегают светлые кварц-полевошпатовые и полимиктовые разнозерностные песчаники с глинистым цементом, а в кровле – умеренно щелочные базальты с прослоями туфов. Мощность салминской свиты в районе пос. Карку составляет 125 м, в Пашском грабене – 150–200 м [Михайлов, 2004; Купцова, 2012] и до 460 м на восточном побережье Ладожского озера [Максимов и др., 2015].

Для приозерской свиты характерны линзовидная морфология осадочных тел, внутриформационные размывы, ритмичность, включения перемытых аргиллитов и меняющиеся мощности, затрудняющие корреляцию на уровне пачек даже между соседними скважинами. Типичной литологической ассоциацией являются песчаники с «плавающей» кварцевой галькой и резко варьирующими по мощности пачками гравелитов и конгломератов. Терригенные отложения приозерской свиты подразделяются на два сильно варьирующих по мощности (0,п–10 м) и многократно чередующихся в разрезе парагенетических комплекса [Купцова, 2012]. Первый – флювиальные отложения разветвленных речных систем, представленные линзовидными телами гравелитов и конгломератов с массивными или слоистыми текстурами, крупнозернистыми ритмично-слоистыми песчаниками с текстурами размыва и заполнения, перемытыми глинистыми породами. Второй – разнозернистые несортированные песчаники с «плавающей» галькой кварца. Обломочный материал песчаников приозерской свиты слабо окатан, плохо сортирован, по составу обломков породы относятся к субаркозам, аркозам, лититовым аркозам и лититовым субаркозам [Купцова, 2012]. Цемент представлен иллит-смектитом, реже каолинитом, в незначительном количестве присутствуют клинохлор, кальцит.

В базальной части салминской свиты залегают светлые кварц-полевошпатовые и полимиктовые разнозернистые песчаники с глинистым цементом. В кровле – покровы базальтов с прослоями туфов и лав, аналогичных тем, что перекрывают песчаники приозерской свиты. Базальты миндалекаменные (местами шлаковые с цветными агатами) афировые и редкопорфиновые, вкрапленники представлены слабозональным лабрадором. Основная масса – плагиоклаз (№ 30–50), клинопироксен (Fe# – 0.5–0.7), титаномагнетит, ильменит, апатит. Особенности минерального состава (присутствие Орх, высокожелезистых темноцветных фаз и др.) сближают базальты с мафитами Салминского плутона. По петрохимии они относятся к высокотитанистым ферробазальтам, сходным с йотунитами [Носова, Сазонова, 2007].

Разрез нижнего рифея (иотния) венчается песчано-алевритовыми отложениями пашской свиты, в составе которой отмечаются также лавовые потоки и субвулканические тела трахибазальтов и латитов, прорываемых основными породами Валаамского силла [Михайлов, 2004]. Таким образом, в рассматриваемом разрезе установлено три лавовых горизонта [Богатиков и др., 2006], из которых наиболее мощные наблюдаются в северо-восточной части Пашско-Ладожского прогиба, – базальты приозерской свиты (пакет лавовых потоков мощностью до 120 м), трахибазальты салминской свиты (пакет лавовых потоков мощностью до 95 м) и в Пашском грабене – >350 м.

Время образования пород иотнийского комплекса определяется тем, что осадочные породы приозерской и салминской свит залегают на коре выветривания гранитов рапакиви Салминского батолита [Кайряк, Хазов, 1967] с возрастом 1547–1530 млн лет [Amelin et al., 1997] и прорываются габбромонцонитами Валаамского силла – возраст 1457 ± 3 млн лет [Rämö et al., 2001].

Данные U-Pb датирования 168 зерен детритовых цирконов из отложений приозерской и салминской свит [Купцова и др., 2011] свидетельствуют о том, что примерно 87 % этих зерен имеют раннерифейский возраст, остальные – раннепротерозойский. Архейский возраст определен только для двух зерен. Следовательно, основным источником обломочного материала для песчаников этих свит являлся Салминский массив рапакиви.

Конкордантный возраст самого молодого обломочного зерна циркона из базального горизонта разреза приозерской свиты указывают на то, что осадконакопление в восточной части Пашско-Ладожского бассейна началось не ранее 1477 ± 8 млн лет назад [Купцова и др., 2011]. Вероятно, весь рифейский разрез был сформирован здесь менее чем за 20 млн лет, что является возможным в условиях рифтогенной обстановки накопления. Возраст самого молодого зерна детритового циркона приозерской свиты в пределах ошибки близок возрасту базальтов этой же свиты – 1499 ± 68 млн лет [Богданов и др., 2003]. Интрузивные тела кислого состава этого возраста вблизи бассейна осадконакопления неизвестны, по-видимому, источником цирконов этого возраста служил пепловый материал [Купцова, 2012].

Геохимия, источники и тектоническое положение иотнийского вулканогенно-осадочного комплекса детально рассмотрены в разделе 1.3.5.

1.3. МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

Интрузивный магматизм Северного Приладожья, изучавшийся многими исследователями [Саранчина, 1948, 1972; Свириденко, 1968; Судовиков и др., 1970; Лобач-Жученко и др., 1974; Светов и др., 1990; Хазов и др., 1993; Иваников и др., 1996; Богачев и др., 1999а, б; Конопелько и др., 1999; Балтыбаев и др., 2000 и др.], по отношению к свекофеннской орогении подразделяется на этапы: ранне-, син-, поздне-, посторогенный, за которыми со значительным временным отрывом следует становление анорогенного комплекса рапакиви-гранитов. Завершается магматическая активность региона внедрением субиотнийских дайковых базитов.

1.3.1. Раннеорогенные (1.90–1.87 млрд лет) интрузии

В Приладожье к раннеорогенным магматическим комплексам относятся: Кааламский клинопироксенит-габбронорит-диоритовый, Вялимякский клинопироксенит-габбро-(монцо)диоритовый в Северном домене и Куркиекский норит-эндербитовый комплекс в Южном домене.

1.3.1.1. Кааламский комплекс

Кааламский клинопироксенит-габбронорит-диоритовый комплекс включает одноименный крупный (~80 км²) массив (рис. 1.53), расположенный в 30 км к северу от г. Сортавалы, ряд его сателлитов (Араминлампи, Ихаланваара, Сурисуо, Кеккоселька, Винаоя, Кархонланмяки и др.), площади выходов которых не превышают первых квадратных километров, и множество еще более мелких тел, распространенных к западу от массива. К этому комплексу, вероятно, относятся и гипабиссальные габбродиорит-тоналитовые интрузии Алатту-Пякюля, Янис, расположенные южнее оз. Янисъярви, распространенные здесь же разномасштабные дайки пород с варьирующей кремнекислотностью, а также Исоярвинский массив и будинированные мафические тела в Западном Приладожье.

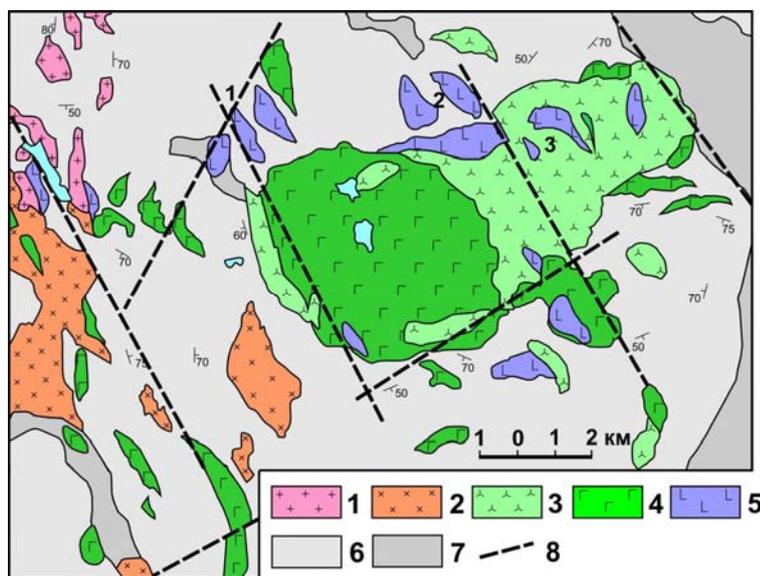


Рис. 1.53. Схема геологического строения Кааламского массива, по [Степанов и др., 2004а] с изменениями и дополнениями:

1 – лейкограниты, пегматоидные граниты (маткасельский комплекс, ~1.8 млрд лет); 2 – биотит-амфиболовые диориты, кварцевые диориты (Яккимский комплекс, ~1.85 млрд лет); 3–5 – Кааламский клинопироксенит-габбронорит-диоритовый комплекс (~1.89 млрд лет): 3 – амфиболовые, амфибол-биотитовые диориты, кварцевые диориты, тоналиты; 4 – габбронориты, габбро; 5 – оливиновые клинопироксениты, плагиоклинопироксениты, меланократовые габбронориты и габбро; 6 – кварц-биотитовые, углеродсодержащие сланцы, кварцитопесчаники, кварциты, гнейсы и сланцы с гранатом, андалузитом (ладожская серия); 7 – сланцы слюдястые, графитсодержащие, прослои песчаников, амфиболовых сланцев и амфиболитов, линзы мраморов, пироксеновых скарноидов (сортавальская серия); 8 – тектонические нарушения

Кааламский массив впервые был закартирован финскими геологами [Наскман, 1929 и др.]. В ходе дальнейших исследований [Антоновская, 1946; Саранчина, 1948; Потрубович, Анищенко, 1956; Макарова, 1967, 1971а, б; Богачев и др., 1976; Светов и др., 1990; Иващенко и др., 1998 и др.] уточнялись и изменялись представления об особенностях его геологического строения, образования и формационно-возрастной принадлежности.

Массив прорывает осадочные и вулканогенные породы ладожской и сортавальской серий протерозоя, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. Его эндоконтакты, обычно содержащие ксенолиты вмещающих пород (рис. 1.54), местами огнейсованы и претерпели наложение поздних деформаций сдвигового характера.

В геофизических полях массив выражается интенсивными контрастными аномалиями (рис. 1.55), свидетельствующими о его погружении на юго-запад. Подошва массива располагается на глубинах от 2.5 км в восточной его части до 5 км в западной.

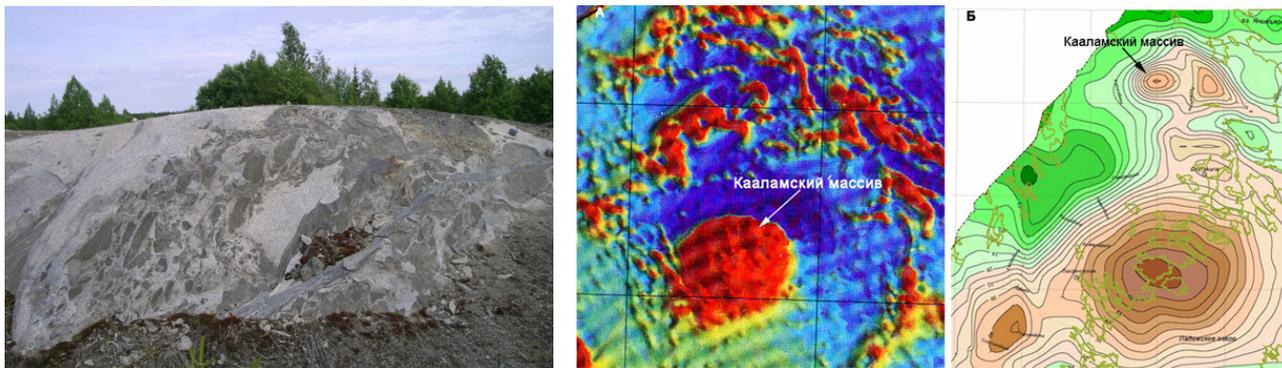


Рис. 1.54. Эндоконтактовая фация Кааламского массива **Рис. 1.55.** Карты аномального магнитного (А) и гравитационного (Б) полей района Кааламского массива, по [Баранов, 1995; Степанов и др., 2004б]

Метаморфо-метасоматические изменения минерального и химического состава пород массива, особенно интенсивно проявленные в наиболее основных разновидностях, затрудняют их диагностику и систематику. Тем не менее большинством исследователей [Саранчина, 1949, 1968; Макарова, 1967; Богачев и др., 1999 и др.] выделялись три группы пород, соотносящиеся как последовательные интрузивные фазы. К первой относились верлиты (?), оливиновые клинопироксениты, плагиофироксениты и меланократовые габбро; ко второй – габбронориты, габбро, меланодиориты; к третьей – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты, плагиограниты.

Для всех разновидностей пород характерно исключительное петрографическое и структурное разнообразие – от афанитовых и мелкозернистых до гигантозернистых и пегматоидных. Встречаются также породы с кумулусными структурами и полосчатыми текстурами (рис. 1.56), свидетельствующими о том, что, наряду с доминирующей кристаллизационной дифференциацией магматических расплавов, местами происходило и их расслоение.



Рис. 1.56. Кумулусная структура и полосчатая текстура в пироксенитах Кааламского массива:

А – идиоморфные кристаллы частично амфиболизированного пироксена в мелкозернистой основной массе (плагиоклаз, амфибол); Б – темные гребневидные полосы – амфибол с реликтами пироксена – разделяются слоями преимущественно плагиоклазового состава (анортит-битовнит)

Кроме этого, в пределах массива распространены дайки мелкозернистых габброноритов небольшой мощности (до 1 м), пересекающие все его породы (рис. 1.57). Возраст кварцевых диоритов, определенный уран-свинцовым методом по циркону, составляет 1888.3 ± 5.2 млн лет [Богачев и др., 1999].

Главные темноцветные минералы мафитов и ультрамафитов кааламского комплекса: амфиболы – магнезиогастингсит, эденит, магнезиальная роговая обманка, актинолит, тремолит (рис. 1.58); пироксены – диопсид (доминирует), авгит (рис. 1.59), гиперстен ($f = 0.45-0.50$), оливин ($f = 0.30-0.40$).



Рис. 1.57. Поздние дайки габброноритов, рассекающие габбро (темное) и кварцевые диориты (светлое), Рантамяки

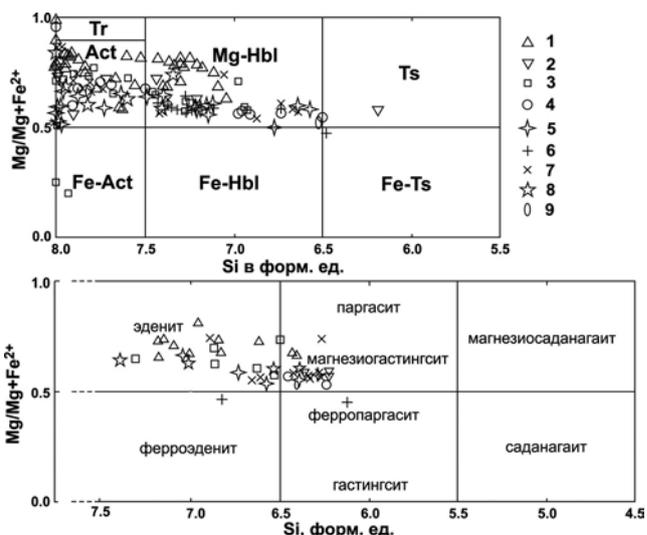


Рис. 1.58. Состав амфиболов дифференциатов Кааламского магматического комплекса:

1 – Араминлампи, 2 – Ихаланваара, 3 – Рантамяки, 4 – Коккомьяки, 5 – Кекоселька, 6 – Сурисуо, 7 – Кааламо, 8 – Ю. Кааламо, 9 – Кейносет



△ 1
▽ 2
□ 3
○ 4
◇ 5
+ 6
× 7
☆ 8
○ 9

Рис. 1.59. Состав пироксена дифференциатов Кааламского магматического комплекса

Усл. обозн. см. на рис. 1.58

Кааламский комплекс по возрасту и частично по петрохимическим особенностям (только ультрамафиты) (рис. 1.60, 1.61) сходен с Ni-интрузивами пояса Коталахти и Ваммала в Финляндии (добыто 295 тыс. т никеля и 117 тыс. т меди).

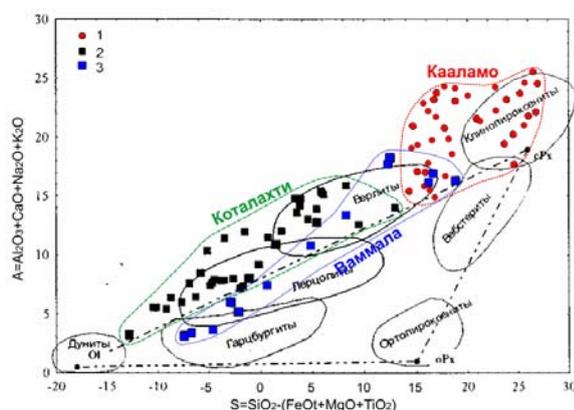


Рис. 1.60. Диаграмма А – S для ультрамафических пород Кааламского комплекса и никеленосных поясов Коталахти и Ваммала Финляндии, с использованием данных [Богачев и др., 1999]:

1 – Кааламо, 2 – Коталахти, 3 – Ваммала

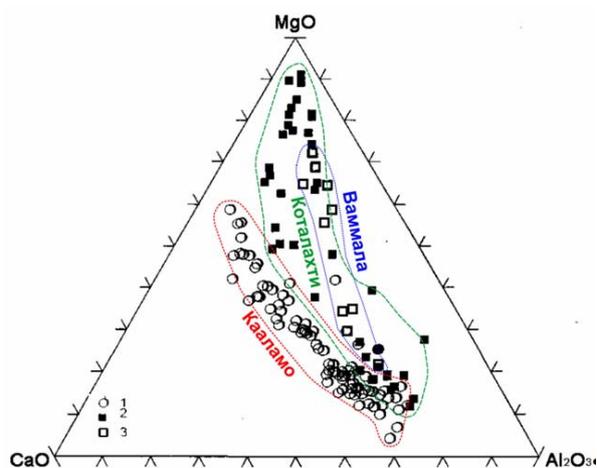


Рис. 1.61. Диаграмма CaO – MgO – Al₂O₃ для пород Кааламского комплекса (1) и массивов никеленосных поясов Коталахти (2) и Ваммала (3) Финляндии, по [Богачев и др., 1999]

По петрохимическим параметрам (табл. 1.8, 1.9) ультрамафиты и часть мафитов кааламского комплекса соответствуют толеитовой серии, но значительно уступают по содержаниям Cu и Ni относящимся к этой же серии безрудным перидотитам и пироксенитам никеленосных массивов Финляндии [Ивашенко и др., 1998].

Таблица 1.8

Химический состав мафических пород Кааламского массива (окислы – вес. %, элементы – г/т)

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Порода	Px	Px	hb	mgb	mgb	gbn	gbn	gbn	gbn	gbn
SiO ₂	45.38	46.92	52.87	49.47	43.48	48.21	49.12	49.78	50.58	50.7
TiO ₂	1.16	0.4	0.33	0.62	1.57	0.69	0.86	0.73	0.7	0.79
Al ₂ O ₃	8.06	5.61	9.61	10.36	10.48	18.34	17.51	17.35	14.64	18.1
Fe ₂ O ₃	5.01	3.16	9.25	11.49	10.99	3.24	4.07	11.57	11.88	2.6
FeO	8.95	7.36	–	–	3.91	6.07	6.81	–	–	7.98
MnO	0.22	0.18	0.15	0.19	0.17	0.15	0.18	0.19	0.19	0.09
MgO	13.57	18.41	13.23	13.09	12.38	7.01	5.81	5.43	6.53	5
CaO	13.77	14.08	11.53	11.52	12.84	10.61	10.05	10.96	10.4	10.2
Na ₂ O	1.15	0.78	1.64	1.15	1.41	2.44	2.47	2.59	2.53	2.8
K ₂ O	0.82	0.36	0.38	0.75	1.23	0.84	1.08	0.44	1.36	0.82
P ₂ O ₅	<0.05	<0.05	0.06	0.11	<0.05	0.17	0.20	0.23	0.16	0.36
LOI	1.28	2.07	0.6	0.8	1.12	1.99	1.26	0.4	0.6	0.79
Total	99.37	99.33	99.65	99.55	99.58	99.76	99.42	99.67	99.57	100.23
mg	0.64	0.76	0.74	0.70	0.61	0.58	0.50	0.48	0.52	0.46
Sc	55	55				30	28	31	31	26
V	123	186	240	600	705	171	199	<100	<100	224
Cr	815	1447	60	700	316	182	127	180	234	164
Co	58	59	60	30	86	38	36	40	38	34
Ni	127	194	180	80	108			40	40	53
Cu	54	65	70	88	199			120	97	52
Zn	63	48	110	120	51			60	30	60
Rb	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Sr	900	163	129	358	230	694	639	784	476	
Y	23	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
Zr	53	<30	<30	<30	<30	59	54	<30	54	<30
Cs	11	<0.5			25	<0.5	<0.5	<0.5	1.4	
Ba	230	100	74		341	250	380		230	220
La	13	2.70				12	11.3	8.40	9.60	15
Ce	28.9	6.2				28.4	26.4	17	20.6	33
Nd	19.1	4.3				13.7	12.5	11	8.9	15
Sm	5.00	1.20				4.20	3.39	2.50	2.90	3.3
Eu	1.30	0.40				1.10	1.07	1.00	0.90	1.16
Tb	0.4	0.22				0.62	0.50	0.41	0.47	0.44
Yb	2.40	0.70				1.90	1.55	1.20	1.50	1.6
Lu	0.37	0.12				0.28	0.22	0.16	0.23	0.23
Hf	2	<0.5				1.6	1.4	<0.5	1.7	1.9
Ta	0.29	0.08				0.30	0.30	0.19	0.24	0.32
Th	<0.5	<0.5				<0.5	<0.05	<0.5	0.67	2.3
U	0.49	<0.5				<0.5	<0.05	<0.5	0.37	0.57

Примечание. Px – метапироксениты, hb – горнблендиты, mgb – меланогаббро, gbn – габбронориты; [Богачев и др., 1999].

Таблица 1.9

Химический состав пород малых интрузий кааламского комплекса, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	46.16	50.40	48.16	49.56	47.26	47.60	48.62	46.92	46.74	48.52
TiO ₂	1.64	0.20	0.45	0.63	1.28	0.39	0.40	0.33	0.29	0.31
Al ₂ O ₃	11.82	6.70	7.01	10.58	10.19	4.99	5.12	4.00	3.74	2.50
Fe ₂ O ₃	2.20	1.83	1.61	0.45	0.55	6.15	5.60	2.52	2.99	3.70
FeO	11.71	7.32	8.33	9.94	9.58	4.96	4.17	8.26	6.94	6.61
MnO	0.20	0.22	0.15	0.18	0.15	0.14	0.18	0.18	0.15	0.18
MgO	10.47	16.48	16.88	11.90	13.22	17.77	17.96	20.80	20.82	21.00
CaO	10.65	12.60	13.44	13.64	12.88	12.56	14.09	12.46	12.74	12.15
Na ₂ O	1.50	0.47	0.72	0.88	0.89	0.50	0.55	0.43	0.41	0.29
K ₂ O	0.79	0.50	0.44	0.45	1.14	0.21	0.24	0.22	0.16	0.08

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
H ₂ O	0.14	0.05	0.21	0.22	0.28	0.99	0.46	0.48	0.44	0.50
ппп	2.20	2.76	1.99	1.69	2.03	3.20	2.15	3.04	4.09	4.03
P ₂ O ₅	0.23	0.15	0.104	0.03	0.05	0.05	0.06	0.02	0.03	0.01
Cr	0.044	0.13	0.072	0.039	0.068	0.125	0.130	0.14	0.042	0.157
V	0.05	0.015	0.019	0.032	0.078	0.038	0.043	0.031	0.037	0.023
BaO	0.03	0.01	0.016	0.01	0.022	0.005	0.005	0.01	0.016	0.005
Co	0.006	0.0078	0.0077	0.058	0.006	0.010	0.008	0.0098	0.0056	0.0080
Ni	0.0096	0.022	0.015	0.01	0.011	0.020	0.017	0.026	0.0084	0.0200
Cu	0.0059	0.0078	0.0031	0.0063	0.0037	0.040	0.018	0.0088	0.013	0.0019
ZnO	0.013	0.014	0.009	0.011	0.012	0.010	0.009	0.008	0.012	0.008
Li ₂ O	0.0025	0.0049	0.0031	0.0032	0.0128	0.0013	0.0017	0.0031	0.0072	0.0010
Rb ₂ O	0.0024	0.0028	0.0016	0.0017	0.0079	0.0003	0.0004	0.0013	0.0042	0.0002
Cs ₂ O	0.0004	0.0008	0.0020	0.0005	0.0006	0.0001	<0.0001	0.0006	0.0005	<0.0001
Sr	0.025	0.011	0.015	0.03	0.014	0.008	0.008	0.012	0.035	0.006
Сумма	99.72	99.68	99.55	99.56	99.54	99.51	99.60	99.67	99.62	99.87

Примечание. 1–3 – массив Сури-суо, 4–10 – Араминлампинский массив.

Более кремнекислотные породы Кааламского массива не обнаруживают петрогеохимических признаков толеитовых магм (рис. 1.62).

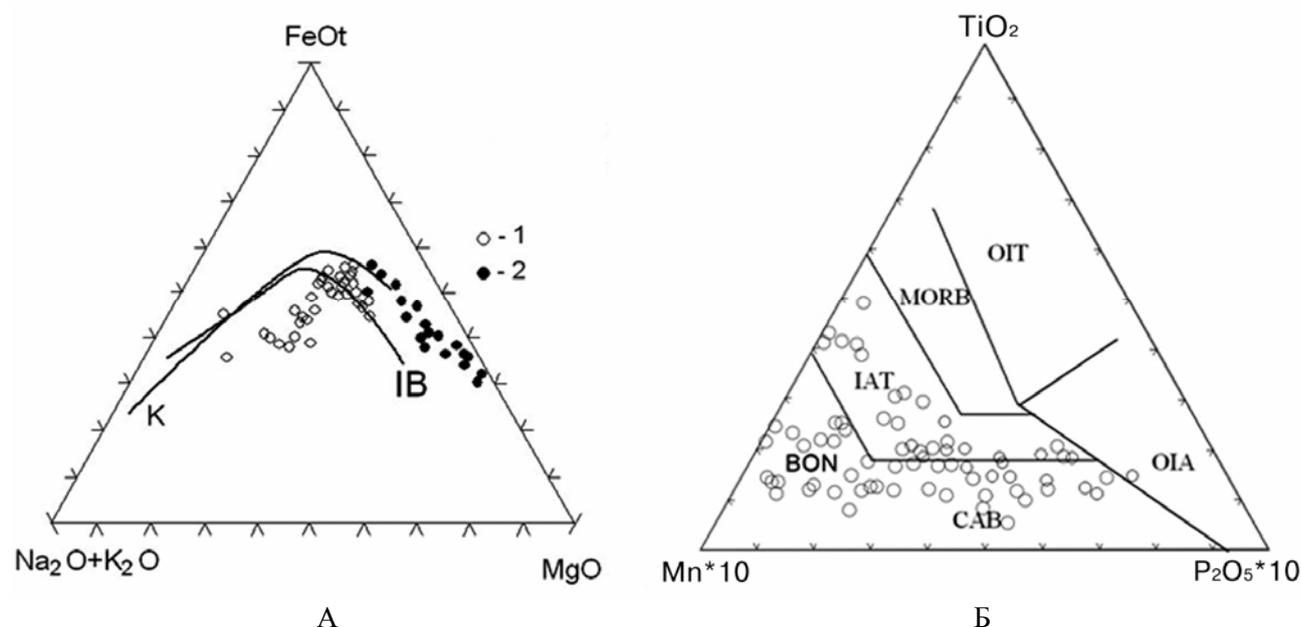


Рис. 1.62. Диаграмма AFM и MnO – TiO₂ – P₂O₅ [Mullen, 1983] для пород кааламского комплекса:

А: 1 – диориты, габбронориты; 2 – ультрамафиты и меланократовые габбро; IB, K-линии, разделяющие толеитовые и известково-щелочные серии по [Irvin, Baragar, 1971] и [Kuno, 1968] с использованием данных [Богачев и др., 1999];
 Б: MORB – mid-ocean-ridge basalt, CAB – calc-alkaline basalt, OIT – ocean island tholeiites, OIA – ocean island alkaline basalt, IAT – island arc tholeiites, BON – boninites [Богачев и др., 1999]

Они, как уже отмечалось [Богачев и др., 1999], обогащены LIL-элементами (Ba, Sr) и обеднены Ti, Ta, (Nb), что весьма характерно для субдукционных базальтов, особенно для известково-щелочных базальтов и андезитов островных дуг и активных континентальных окраин [Pearce, 1983; Rollinson, 1993 и др.]. Положение фигуративных точек составов мафических пород кааламского комплекса на дискриминантных диаграммах (рис. 1.62) предопределяет примерно такие же выводы.

Обособленное положение кааламских мафитов-ультрамафитов на петрохимических и геохимических диаграммах и неоднозначность их соотношений с другими породами массива могут служить основанием для заключений об их возрастной и генетической обособленности, тем более что продатированы к настоящему времени только диориты.

Однако, учитывая отчетливые признаки дифференцированного строения Кааламского массива и то, что две комплементарные серии пород, образованные в результате магматической кристаллизационной дифференциации, – кумулаты и продукты кристаллизации остаточных расплавов – всегда в той или иной степени контрастны по химическому составу, более вероятным представляется возрастное и формационно-генетическое единство всех пород, объединяемых в кааламский комплекс.

Новые сведения о содержании редкоземельных элементов (РЗЭ) и особенностях их спектров в доминирующих семействах пород кааламского комплекса приведены в табл. 1.10 и на рис. 1.63.

Таблица 1.10

Содержание РЗЭ в главных разновидностях пород кааламского комплекса, г/т

Элементы, показатели	1		2		3		4		5		6		7
	X	s	X	s	X	s	X	s	X	s	X	s	X
La	4.47	2.26	7.60	2.93	16.48	8.64	15.52	3.37	14.07	3.76	13.92	11.37	33.77
Ce	10.62	5.36	17.87	5.00	34.52	19.01	30.65	6.73	25.93	6.12	29.09	23.87	66.27
Pr	1.51	0.80	2.49	0.56	4.09	2.04	3.43	0.76	2.86	0.71	3.21	2.53	7.27
Nd	7.74	4.69	11.63	2.50	16.45	6.53	14.00	3.21	11.87	2.69	13.27	10.29	29.99
Sm	1.87	0.96	2.80	0.50	3.20	1.17	2.55	0.56	1.93	0.33	2.33	1.67	5.92
Eu	0.61	0.31	0.94	0.13	1.04	0.26	0.85	0.16	0.75	0.14	0.61	0.25	1.026
Gd	2.04	1.01	3.05	0.52	2.98	0.95	2.35	0.47	1.83	0.32	2.23	1.53	4.509
Tb	0.32	0.14	0.47	0.09	0.41	0.14	0.29	0.06	0.21	0.03	0.26	0.17	0.518
Dy	1.89	0.85	2.76	0.59	2.48	0.80	1.65	0.36	1.21	0.22	1.46	0.89	2.445
Ho	0.37	0.16	0.54	0.11	0.45	0.12	0.33	0.09	0.23	0.05	0.25	0.15	0.55
Er	1.04	0.45	1.56	0.31	1.33	0.31	1.01	0.27	0.70	0.14	0.75	0.43	1.508
Tm	0.14	0.06	0.21	0.04	0.18	0.05	0.16	0.03	0.09	0.02	0.10	0.06	0.192
Yb	0.94	0.42	1.39	0.24	1.26	0.28	0.96	0.24	0.71	0.13	0.75	0.42	1.347
Lu	0.13	0.06	0.21	0.04	0.18	0.03	0.14	0.04	0.10	0.03	0.10	0.06	0.181
Σ РЗЭ	33.69	17.15	53.53	10.24	85.07	39.64	73.88	28.94	62.49	13.63	68.33	53.46	155.50
La _N /Yb _N	3.22	0.67	3.84	1.65	8.49	3.17	17.83	25.44	13.44	2.87	11.32	4.22	16.94
La _N /Sm _N	1.57	0.34	1.76	0.75	3.12	0.63	3.85	0.51	4.53	0.67	3.47	0.64	3.59
Gd _N /Yb _N	1.73	0.26	1.78	0.16	1.88	0.22	3.34	5.31	2.12	0.34	2.34	0.43	2.71
Eu/Eu*	0.95	0.07	1.00	0.22	1.05	0.09	1.16	0.29	1.22	0.16	0.98	0.35	0.61

Примечание. 1–3 – кааламская группа магматических образований: 1 – семейство ультрамафитов основных, n = 16; 2 – семейство габброидов, n = 17; 3 – семейство диоритов, n = 4; 4–7 – суйстамская группа магматических образований: 4 – семейство гранодиоритов (гранодиориты, тоналиты), n = 14; 5–7 – семейство гранитов: 5 – плагиогранит, n = 6; 6 – риодацит, n = 3; 7 – риолит (обр. 30976); n – число проанализированных образцов; X – среднее арифметическое значение; s – стандартное отклонение; $Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N)(Gd_N)]^{1/2}$; нормализация по составу хондрита CI [Evensen et al., 1978]. Выборки составлены по результатам ICP MS анализа (Аналитический центр ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск) образцов наименее измененных пород.

Основные породы, относящиеся по химическому составу к семействам пироксенитов-горнблендитов и габброидов, имеют весьма похожие (подобные) спектры распределения РЗЭ (рис. 1.63, а) и их характеристические показатели (табл. 1.10). Различие проявляется в том, что ультрамафитам свойственно меньшее содержание РЗЭ. Следует отметить, что в семействе габброидов метагаббронориты второй (?) интрузивной фазы по спектрам РЗЭ не отличаются от меланократовых метагаббро, которые, как традиционно предполагалось, внедрялись во время первой фазы.

При сопоставлении спектров лантаноидов основных пород Кааламского плутона и его спутников (рис. 1.63, б, в) устанавливается следующее. Усредненные спектры РЗЭ метаультрамафитов малых интрузивов Араминлампи, Кархуланмяки и тех же разновидностей пород массива, опробованных в окрестностях Рантамьяки, на участках «Кейносет», «Склад ВВ», почти идентичны (рис. 1.63, б). Спектры РЗЭ метагабброидов плутона и его спутников (рис. 1.63, в) могут обладать и сходством (Кааламский массив, Араминлампи, Коккомьяки), и различием, которое демонстрируется на примере малых интрузивов Исо-Ийярви и Пякюля. Спектры РЗЭ основных пород этих объектов (рис. 1.63, в) по своим характеристикам приближаются к спектрам РЗЭ пород среднего состава (рис. 1.63, г). Последние характеризуются большими средними значениями показателей ΣРЗЭ, La_N/Yb_N, La_N/Sm_N (табл. 1.8) и их вариативностью при сравнении пород на различных участках (рис. 1.63, г).

Некоторые особенности спектров РЗЭ ряда проанализированных образцов пород кааламского комплекса могли быть обусловлены аллохимическими метаморфическими процессами, признаки проявления которых рассматриваются в главе 3.

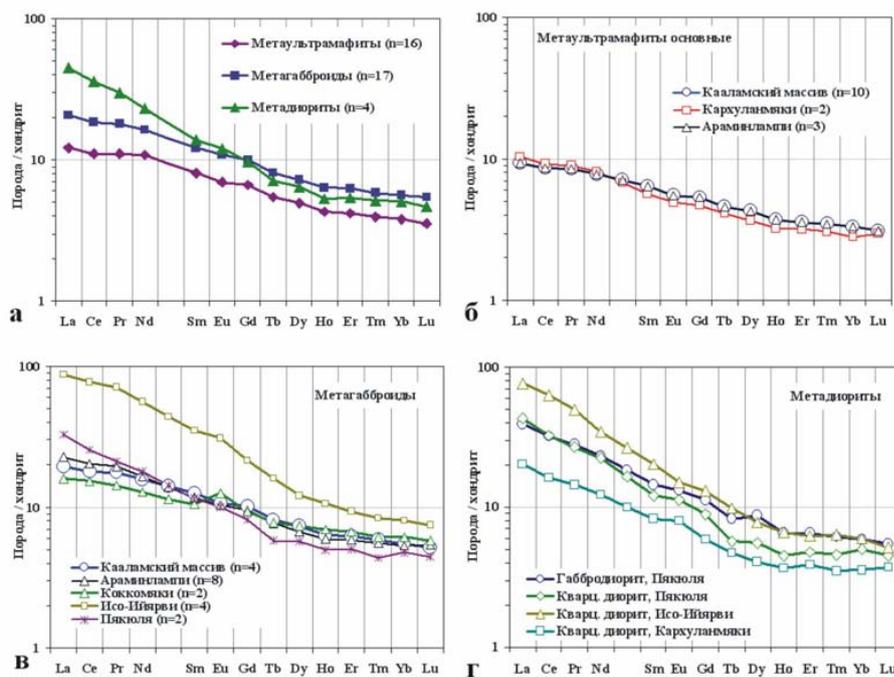


Рис. 1.63. Усредненные спектры РЗЭ типичных разновидностей метаморфизованных пород кааламского комплекса (по данным из табл. 1.10):

а – спектры главных семейств горных пород интрузивного комплекса; б, в – сравнение спектров РЗЭ метаультрамафитов и метагабброидов Кааламского плутона и его сателлитов; г – спектры РЗЭ пород семейства диоритов из некоторых малых интрузивов. Нормализация по составу хондрита CI [Evensen et al., 1978]

Кааламский массив сопровождается многочисленными дайками пестрого состава – норитов, микрогаброноритов, диоритов, плагиоклазитов («габбродиорит-аплитов»), плагиогранитов, обычно сильно метаморфизованных. Их мафические разности, как правило, преобразованы в амфиболиты. Взаимоотношения основных и кислых даек противоречивы, но все же чаще мафические дайки пересекаются плагиогранитными. Изредка встречаются комбинированные дайки с признаками смешения двух различающихся по кремнекислотности расплавов.

Сателлиты Кааламского массива локализованы тоже преимущественно в контактовой зоне между отложениями сортавальской и ладожской серий. Большинство из них имеют на современном эрозионном срезе овальную или линзовидную форму, достигая в длину 1.5–2 км и в ширину 1 км [Макарова, 1971; Богачев и др., 1976; Иващенко и др., 1998]. В их строении участвуют однотипные в минералогическо-петрогеохимическом аспекте породы (пироксениты, габбро, габбродиориты и др.), отличающиеся иногда только степенью метаморфо-метасоматических преобразований. В зависимости от размеров массивов в той или иной мере проявляется их отчетливая дифференцированность от перидотитов [Макарова, 1971], известных только в Араминлампинском массиве, и оливковых пироксенитов к габбродиоритам (диоритам). Ряд тел, в особенности маломощных, имеют однородное строение. На хорошо обнаженных участках четко устанавливается, что их морфологические черты обусловлены, главным образом, интенсивными складчато-разрывными деформациями, приводившими часто к разлинзованию и будинированию в макро- и микромасштабах. Этим же, вероятно, объясняется приуроченность многих мелких массивов к опрокинутым антиклинальным складкам и наблюдаемая в них центробежная и центростремительная латеральная зональность в распределении ультраосновных дифференциатов [Богачев и др., 1999], часто срезаемая геологическими границами с вмещающими породами. Все это в совокупности с относительно равномерным распределением мелких интрузивных тел, по-видимому, свидетельствует об изначальной принадлежности большинства из них к одной или нескольким крупным пластовым межформационным интрузиям, которые приобрели в кульминационные стадии свекофенской орогении сложноскладчатое, местами дискретное строение вплоть до срыва чешуй, будинажа и разлинзования. Вследствие этого известные ранее [Макарова, 1971] и выявленные после [Иващенко и др., 1998, 2016] мелкие проявления рудной минерализации в пределах отдельных массивов не отражают фактический металлогенический потенциал родоначальных пластовых интрузий. При формировании будинаж-структур, чешуй и линз наиболее предпочтительными плоскостями для разрыва сплошности интрузий являлись поверхности разграничения контрастных по физическим свойствам пород, т.е. как разных дифференциатов, так и в различной степени оруденелых их разновидностей. Последние наименее устойчивы к выветриванию и редко встречаются в естественных обнажениях. В совокупности это свидетельствует о возможности нахождения линз и чешуй существенно рудных ультрамафитов, не выходящих на земную поверхность.

Суйстамская группа магматических образований кааламского комплекса представлена гипабиссальными малыми интрузиями и дайками пород, широко варьирующими по кремнекислотности. Они пересекают сланцевые толщи сортавальской и ладожской серий и характеризуются выдержанностью состава и гипабиссального облика в зонах с различной интенсивностью метаморфизма и складчатости. Кроме территории, прилегающей к южному побережью оз. Янисъярви, дайки и в меньшей степени интрузии гранит-порфиров этой группы известны в обрамлении Кирьявалахтинского и Сортавальского гнейсогранитных куполов и в районе пос. Укса [Наскман, 1929; Лобанов, 1966; Голубев и др., 1983; Светов и др., 1990]. Одно из наиболее крупных ($S \sim 1 \text{ км}^2$) интрузивных тел этой группы – тоналит-габбродиоритовый шток Алатту-Пякюля – имеет возраст 1884.9–1886.9 млн лет (Pb-Pb по циркону) [Балтыбаев и др., 2000]. Его породы имеют широко варьирующий химический состав (табл. 1.11), отчетливую бимодальность и в геотектоническом аспекте, судя по мультикационной диаграмме R1-R2 (рис. 1.64), отвечают до-, син- и постколлизийным магматитам.

Таблица 1.11

Средний химический состав пород интрузии Алатту-Пякюля, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	50.67	55.89	63.1	65.27	65.59	65.45	69.11	69.07	71.06
TiO ₂	0.98	0.78	0.47	0.38	0.35	0.48	0.28	0.27	0.29
Al ₂ O ₃	15.77	16.07	16.95	16.47	16.83	16.18	15.79	15.88	14.93
Fe ₂ O ₃	4.43	1.59	1.29	0.97	0.72	1.14	0.91	0.68	1.19
FeO	8.13	6.88	4.16	3.41	3.51	3.93	2.34	2.33	1.87
MnO	0.16	0.14	0.1	0.08	0.08	0.08	0.05	0.05	0.10
MgO	5.30	4.41	2.19	1.76	1.49	2.5	1.2	1.28	1.13
CaO	6.68	6.05	3.65	3.25	3.85	2.42	2.7	2.3	2.86
Na ₂ O	3.11	3.77	3.52	3.31	4.11	3.39	3.68	4.81	4.30
K ₂ O	1.72	1.61	2.53	2.95	1.67	2.79	2.23	1.77	1.11
P ₂ O ₅	0.31	0.29	0.22	0.19	0.19	0.11	0.13	0.13	0.12
H ₂ O	0.48	0.2	0.16	0.11	0.12	0.12	0.15	0.11	0.16
ппп	2.90	2.02	1.69	1.42	1.09	1.11	1.25	1.01	0.92
CoO	0.0053	0.0036	0.0022	0.0017	0.0018	0.0023	0.0009	0.0014	0.0010
NiO	0.0068	0.0049	0.0053	0.004	0.004	0.008	0.0027	0.004	0.0030
CuO	0.0387	0.0075	0.0118	0.0116	0.0127	0.0013	0.0074	0.0214	0.0030
Cr ₂ O ₃	0.0134	0.0118	0.0085	0.0042	0.0067	0.0147	0.0058	0.0081	0.0050
V ₂ O ₅	0.0377	0.0241	0.0127	0.0054	0.0057	0.014	0.0046	0.007	0.0090
ZnO	0.0150	0.0116	0.0113	0.0138	0.0096	0.0087	0.0104	0.0058	0.0070
Li ₂ O	0.0046	0.0046	0.0049	0.0047	0.0046	0.0065	0.0041	0.0048	0.0020
Rb ₂ O	0.0051	0.005	0.0088	0.0102	0.0058	0.0112	0.0075	0.0053	0.0042
Cs ₂ O	0.0001	0.0003	0.0003	0.0003	0.0002	0.0002	0.0002	0.0003	0.0003
Сумма	99.50	99.77	99.88	99.63	99.66	99.77	99.79	99.75	100.08
K _{Mg}	0.45	0.47	0.43	0.43	0.39	0.48	0.41	0.44	0.41
S	0.38	0.19	0.41	0.18	0.09	0.01	0.13	0.48	–
n	8	9	7	11	12	3	15	5	1

Примечание. Цифрами обозначены магматические породы: 1 – габбро; 2 – габбродиорит; 3 – диорит; 4 – гранодиорит; 5 – тоналит; 6 – риодацитовый кварцевый порфир; 7 – плагиогранит; 8 – риодацит; 9 – риолит; параметаморфические породы наатсельской свиты ладожской серии: n – число анализов, по которым рассчитаны средние значения; S – средне-квадратичное отклонение.

Как по геологическим (наличие комбинированных даек, явления смешения основного и кислого расплавов), так и по петрохимическим данным (табл. 1.11) в его составе выделяются две группы пород: 1) габбро, габбродиориты (в маломощных дайках обычно преобразованные в амфиболиты); 2) тоналиты, гранодиориты, плагиограниты и их субвулканические комагматы. Каждая группа пород характеризуется несколькими фазами внедрения, временные соотношения между которыми бывают различными, что свидетельствует о близко одновременном существовании нескольких расплавов и активном тектоническом режиме в момент их внедрения. Габбро и габбродиориты в ранге наиболее ранней фазы слагают изометричный в плане шток (ур. Пякюля), прорываемый гранитоидами. В других местах они часто присутствуют в составе комбинированных даек совместно с тоналитами. Плагиограниты на уч. Пякюля прорывают тоналиты, а в 600 м южнее кварцевые порфиры, соответствующие по составу гранитам и плагиогранитам, пересекаются дайками тоналитов. Риодацитовые кварцевые порфиры при среднем содержании SiO₂ 65.5 % и магнезиальности (0.48), более высокой, чем у габбро (0.45), обогащены Cr₂O₃ (0.0147 %), Ba и Sr (>0.1 % каждого), K₂O (2.79 %), Na₂O (3.39 %), что сближает их с гранитоидами М-типа. Для всех кислых производных Суйстамского плутонического комплекса характерны ярко выраженные порфировые структуры (рис. 1.65).

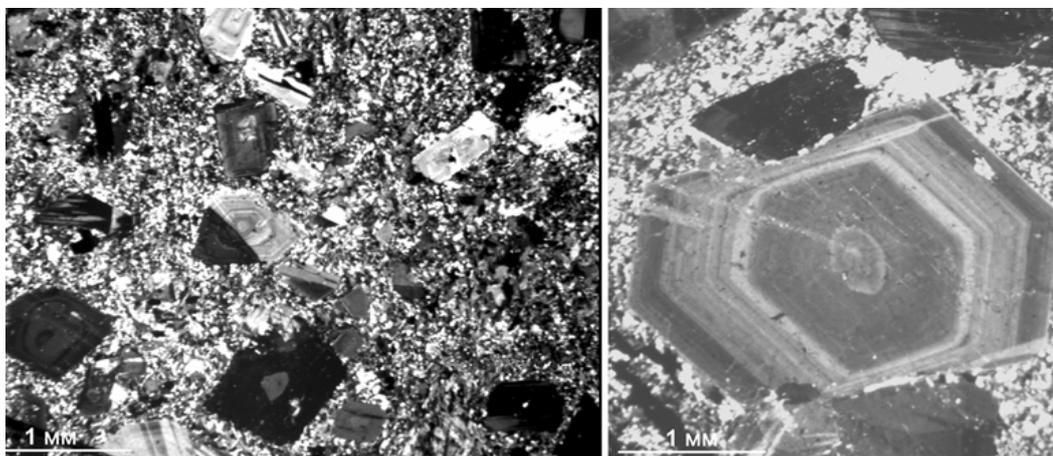
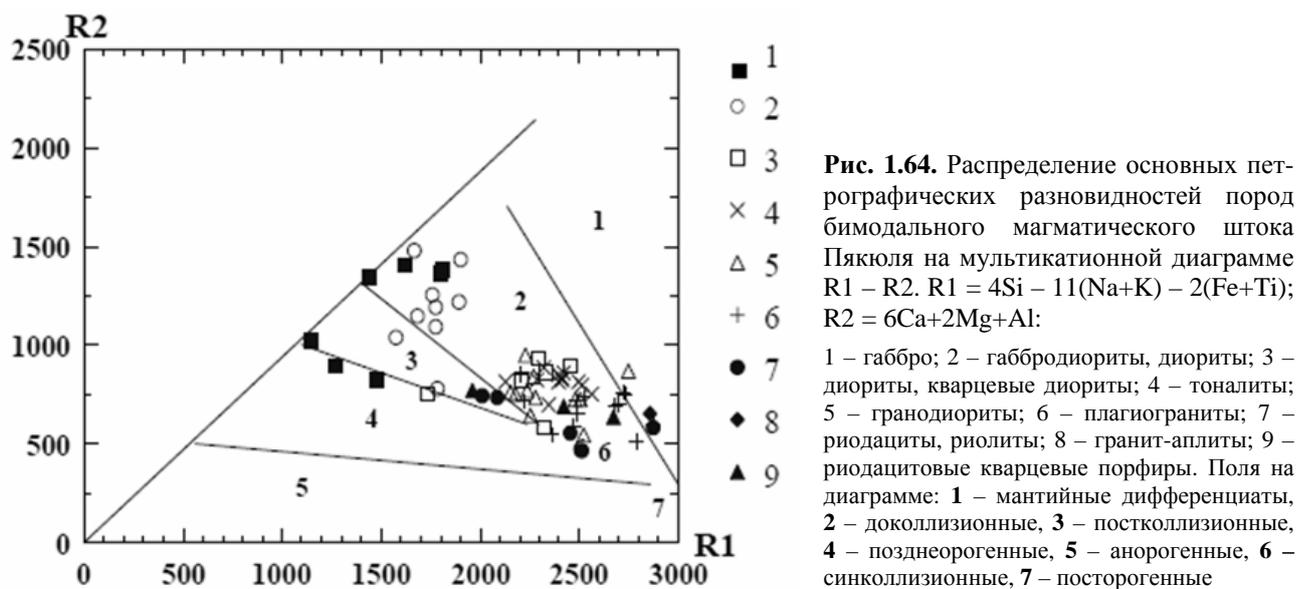


Рис. 1.65. Порфировая структура гранитоидов бимодального магматического штока: зональные вкрапленники – плагиоклаз, незональные – кварц. Алатту-Пякюля. Николи X

В отношении РЗЭ породы суйстамской группы магматических образований характеризуются сведениями, представленными в табл. 1.11 и на рис. 1.66.

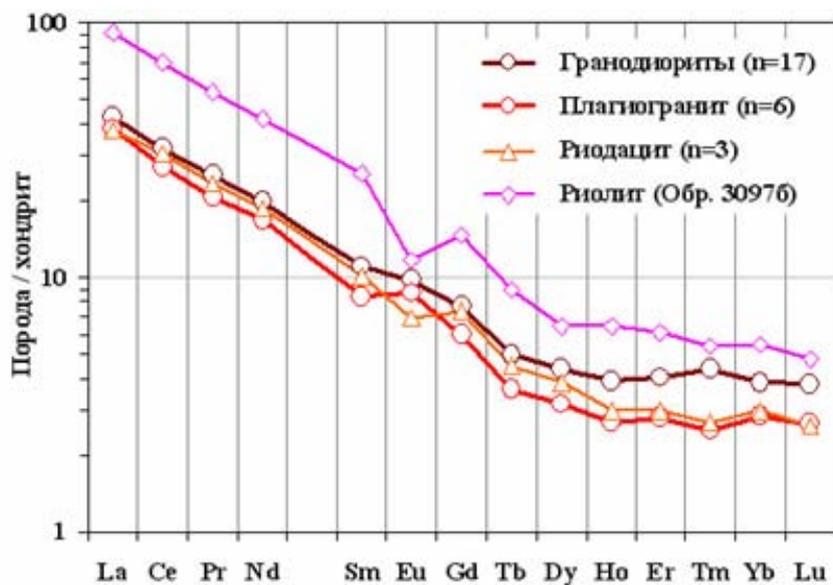


Рис. 1.66. Усредненные спектры РЗЭ типичных разновидностей метаморфизованных пород суйстамского комплекса (по данным из табл. 1.10): нормализация по составу хондрита CI [Evensen et al., 1978]

Усредненные спектры нормированного по хондриту содержания РЗЭ в наиболее широко распространенных породах семейства гранодиоритов (тоналитах и гранодиоритах), а также в плагиогранитах (трондьемитах) весьма схожи (рис. 1.66). Средние показатели Eu/Eu^* по выборкам этих пород (табл. 1.10) свидетельствуют об отчетливо выраженных положительных европиевых аномалиях. Эти особенности могут рассматриваться как аргументы, подтверждающие генетическое родство разновидностей кремнекислых пород ТТГ-группы и их происхождение за счет архейских гранитоидов, что вполне согласуется с отмечавшимся ранее [Богачев и др., 1999] фактом наличия в этих породах цирконов архейского возраста.

Усредненный спектр РЗЭ риодацитов близок к спектрам РЗЭ пород ТТГ-группы, но риодацитам свойственно отсутствие значимой европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.98$).

Спектр РЗЭ риолитов в целом подобен спектрам иных пород суйстамской группы, но при этом риолиты отличаются наиболее высоким содержанием РЗЭ и отчетливыми отрицательными европиевыми аномалиями.

Малые интрузии суйстамского комплекса сопровождаются дайками, распространенными на всей площади Янисъярвинского участка от пос. Алатту и оз. Суйстамо на востоке до болота Сурисуо на западе и пос. Харлу. По составу среди них выделяются граниты, тоналиты, кварцевые порфиры и плагиопорфиры, диориты, габбро, амфиболиты, андезитовые порфириты. Петрогеохимические и геологические особенности пород дайкового комплекса свидетельствуют об их генетическом единстве с более крупными интрузивными телами такого же типа пород, содержащими золоторудную минерализацию [Ивашенко и др., 2001].

1.3.1.2. Вялимякский комплекс

Рассматриваемый комплекс раннеорогенных габброидов включает в себя, главным образом, массив Вялимяки (рис. 1.67), который имеет длительную историю исследований. Интерес к нему был обусловлен тем, что еще во второй половине XIX в. в его пределах производилась эксплуатация небольших месторождений титаномагнетитовых руд, сконцентрированных в пироксенитах, габбро-пироксенитах. Следует отметить, что первым опытом плавки титаномагнетитовых руд в России была плавка в 1897 г. титаномагнетитового концентрата из месторождения Вялимяки.

Помимо указанного массива и небольшой интрузии в юго-восточной части острова Мякисало, в 2 км южнее Вялимякского массива, в данный комплекс можно отнести, с разной степенью условности, небольшие тела габбро и габбро-диоритов, содержащие такие разновидности пород, как монцогаббро, монцодиориты. Такие тела встречаются спорадически на рассматриваемой площади, особенно заметно они проявлены западнее массива Вялимяки, в окрестностях пос. Лавиярви.

Первые упоминания о массиве Вялимяки (Välimäki) встречаются в работах Х. Бланкетта (1896), а также В. А. Обручева (1934). В этих работах приводятся сведения о строении, составе пород и руд массива, первые схемы геологического строения. С 1940-х гг. в рамках региональных исследований массив изучается российскими геологами А. С. Ясновой (1941), А. А. Миндлиной и А. П. Потрубович (1946), Г. А. Головановым (1945) в составе кааламского комплекса, где ему отводилась скромная роль простого по геологическому строению интрузива.

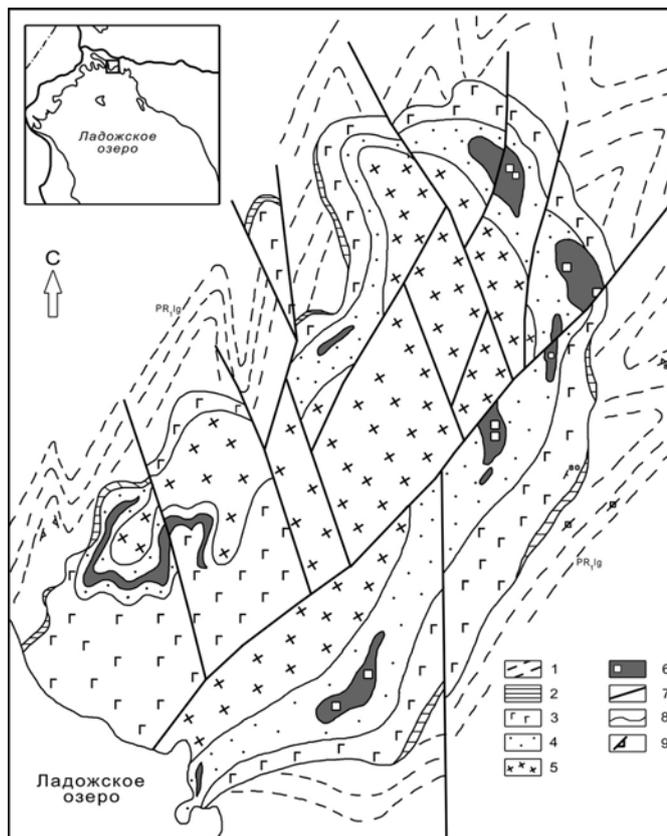


Рис. 1.67. Схема геологического строения массива Вялимяки, по [Алексеев, 2005]:

1 – вмещающие сланцы ладожской серии (PR,lg); 2–6 – породы Вялимякского массива: 2 – приконтактовые гибридные диориты; 3 – габбро (зона трахитоидных габбро); 4 – пироксениты, габбро, диориты (габбро-пироксенитовая зона); 5 – габбро-диориты (габбро-диоритовая зона); 6 – рудовмещающие тела клинопироксенитов (белые квадраты показывают положение бывших горных выработок); 7 – тектонические нарушения; 8 – границы пород; 9 – элементы залегания сланцеватости

С середины прошлого столетия на территории Северного Приладожья проводилось значительное количество геолого-съёмочных работ различного масштаба, которые в той или иной степени затрагивали геологию массива Вялимяки. Из детальных работ, посвященных геологии интрузива, следует отметить исследования Г. М. Саранчиной: именно ее описания и модели строения до настоящего времени используются в современной литературе. Впервые наиболее полно массив был описан Г. М. Саранчиной в 1948 г., ею была дана геолого-петрографическая характеристика пород и модель формирования Вялимякской интрузии.

Из более поздних работ, в которых рассматриваются массивы изучаемого комплекса, следует выделить монографию А. П. Светова, Л. П. Свириденко, В. И. Ивашенко [1990], в которой массив Вялимяки и интрузивные породы близлежащего острова Мякисало описаны в качестве примера небольших интрузий, претерпевших значительные преобразования при наложенных процессах – складчатых деформациях, метаморфизме и ультраметаморфизме. В монографии массив Вялимяки описан как пластовая интрузия с признаками расслоенности, первичный состав которой варьирует от пироксенита до диорита. Для интрузии острова Мякисало, включенного в вялимякский комплекс, авторами указывается присутствие не только амфиболизированного габбро, но и норита. Также отмечается разнообразный состав секущих даек: долериты, диоритовые порфириты, плагиопорфиры. Подобным образом массив представлен и в отчете, содержащем данные, в частности, по геологии массивов кааламской группы.

В. А. Богачев с соавторами [1999а] приводят U-Pb геохронологические данные и краткую геологическую характеристику массивов кааламского комплекса, в составе которого упоминается и Вялимякский интрузив. Ими отмечено двухфазное строение интрузива, представленное диоритами, монцодиоритами и монцонитами.

Разные аспекты строения, возраста и закономерностей локализации руд массива Вялимяки рассмотрены в последние годы [Алексеев, 2008]. Из наиболее поздних исследований следует отметить детальное минералогическое изучение руд [Алексеев, Кулешевич, 2017], а также работу, посвященную изучению Pb-изотопной системы и определению возраста сульфидных руд [Балтыбаев и др., 2016а].

Геологическое строение массива Вялимяки

Массив Вялимяки расположен на северном берегу Ладожского озера, в 5 км восточнее пос. Ляскеля. Площадь интрузива на современном эрозионном срезе составляет около 8 км². Массив имеет овальную форму и вытянут в северном направлении.

Массив прорывает породы ладожской серии. Разрез этой серии в районе массива Вялимяки содержит прослой богатых ставролитом пород. Эту часть разреза иногда выделяют как вялимякскую свиту. Контакт массива с вмещающими породами отчетливо интрузивный, он хорошо прослеживается в рельефе. Эндоконтактовая зона характеризуется развитием мелкозернистых гибридных пород (диоритов) с ксенолитами вмещающих сланцев. В западной части наблюдается секущее положение линии контакта по отношению к ориентировке структур вмещающих сланцев, при этом с восточной стороны контакт имеет субогласное с вмещающими породами положение.

Внутреннее строение массива закономерное, асимметрично-зональное. Формируют зональность породные разновидности. Отмечается от восточного контакта вверх по разрезу (см. рис. 1.67): 1) пачка приконтактовых гибридных диоритов; 2) пачка трахитоидных лейко- и меланогаббро; 3) габбро-пироксенитовая пачка, представленная контрастным чередованием меланократовых и лейкократовых пород; 4) пачка габбро-диоритов. Выделенные зоны (пачки) простираются параллельно контактам интрузива.

Крупные пироксенитовые тела размещены закономерно в виде цепочки в пределах пачки, хотя контакты тел разнообразные: от ровных и четких до постепенных и расщепленных.

Крайняя зона. Приконтактовые диориты слагают маломощную кайму вдоль западного контакта массива и небольшие локальные оторочки вдоль восточного. Мощность эндоконтактовой зоны варьирует и достигает десяти метров. Порода здесь мелкозернистая, плотная, с текстурами течения, часто встречаются эруптивные брекчии и ксенолиты вмещающих сланцев. Для крайних габбро-диоритов («гибридных» субщелочных пород) в северной краевой части массива (обр. 186) характерно присутствие в составе плагиоклаза (55–60 %, An 44), биотита (20–18 %), амфибола (18 %), микроклина (4–5 %) и кварца (до 5 %). В составе плагиоклаза Na (4–7 %) преобладает над Ca (ср. 3–4 %), биотит содержит 1–2 % Ti. Амфибол зональный: в центре кристаллов находится роговая обманка с повышенным содержанием Al и щелочей Na и отчасти K, в кайме – менее глиноземистая (до актинолита). Калиевый полевой шпат в диоритах выделяется как более поздний, наложенный, он содержит Ba до 1.5–3 %, Na до 0.6–0.7 %. В породах присутствует апатит ~1–3 %, акцессорный бадделлит и циркон.

Вторичные минералы представлены кальцитом, эпидотом, хлоритом, сфеном. Для гибридных пород установлено повышенное содержание Са-TR-карбонатов-фторкарбонатов – паризита и Th-минералов, что в целом типично для пород повышенной щелочности.

Габбровая зона протягивается полосой параллельно западному контакту. Мощность зоны достигает 250 м. Представлена она мелано-, мезо- и лейкократовыми габбро, часто имеющими трахитоидный облик за счет ориентировок лейст основного плагиоклаза (№ 42–45). Темноцветные минералы представлены клинопироксеном, магматической роговой обманкой, биотитом, акцессорным апатитом. По роговой обманке развивается актинолит и хлорит, по первичному биотиту – вторичный биотит-2 и хлорит.

Габбро-пироксенитовая зона. В строении этой зоны принимают участие крупные пироксенитовые тела линзовидной и овальной формы, которые цепочкой прослеживаются в пределах выделяемой зоны вблизи контакта, а также габбро, габбро-диориты и диориты, являющиеся вмещающими породами для пироксенитов [Алексеев, Котова, 2010]. Пироксениты встречаются также в виде отдельных небольших шлиров и тел неправильной формы. Крупные тела обладают внутренним зональным строением. В разрезе тел присутствуют роговообманковые, плагиоклазсодержащие и биотитовые клинопироксениты, оруденелые породы, горнблендиты, роговообманковые меланократовые габбро. Пироксениты содержат диопсид, реже ромбический пироксен, основной плагиоклаз, роговую обманку, биотит (Ti 0.6–1.4 %), в верлитах сохраняется оливин. Габброиды в пределах зоны распространены достаточно широко, отличаются массивным обликом, отсутствием трахитоидных текстур, мелко- и гигантозернистой структурой. Они содержат клинопироксен, основной плагиоклаз, роговую обманку, биотит, акцессорный апатит. Габбро-диориты и диориты зоны отличаются более светлым цветом и более кислым плагиоклазом.

В габбро-диоритовой зоне диориты и габбро-диориты слагают завершающую часть разреза восточного блока и большую часть западного блока массива, где выходы этих пород встречаются в виде отдельных участков, образуя постепенные переходы с габбро. Диориты представляют собой среднезернистые, мезо- и меланократовые породы. Они выделяются повышенным содержанием глинозема и более высокой общей щелочностью (табл. 1.12, рис. 1.68). Плагиоклаз составляет порядка 60 % (An 50–53), он выделяется на фоне более мелкозернистой меланократовой массы. Темноцветные минералы представлены амфиболом (25–30 %), биотитом (8–10 %) и клинопироксеном (1–5 %). Содержание апатита составляет около 1 %.

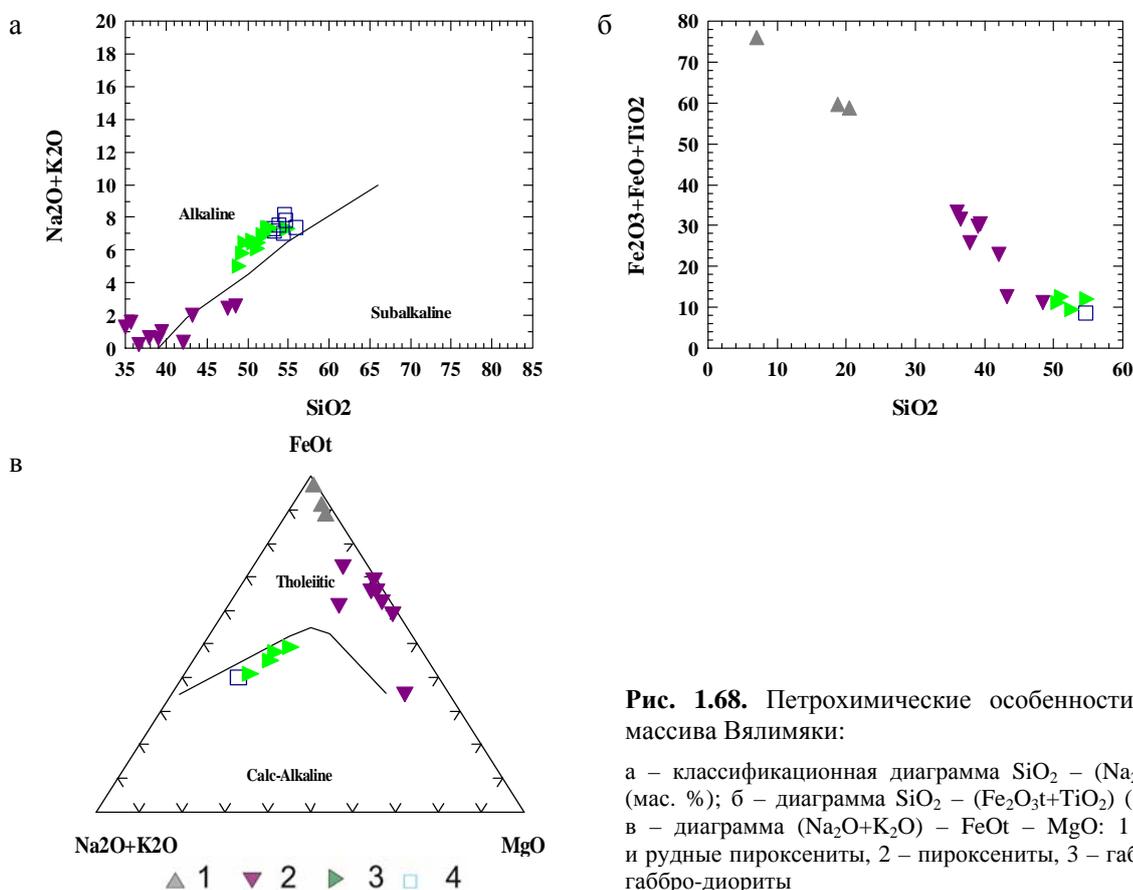


Рис. 1.68. Петрохимические особенности пород массива Вялимайки:

а – классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (мас. %); б – диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$ (мас. %); в – диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{FeOt} - \text{MgO}$: 1 – руды и рудные пироксениты, 2 – пироксениты, 3 – габбро, 4 – габбро-диориты

Химический состав пород массива Вялимяки, вес. %

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Обр.	530/1	530/2	535	538	539	531	626/1a	626/3	626/4	626/6-1	626/7	626/8-2	626/9
SiO ₂	50.60	52.00	49.60	54.40	53.20	35.00	47.50	35.70	39.40	42.10	36.60	37.90	39.00
TiO ₂	0.73	0.76	1.16	0.41	0.85	2.94	1.15	1.90	1.99	1.45	2.38	2.00	2.19
Al ₂ O ₃	21.20	21.10	16.00	23.10	18.10	7.08	8.72	5.41	3.83	2.48	3.42	3.30	3.35
Fe ₂ O ₃ t	8.84	8.43	13.60	4.71	9.52	28.30	18.40	23.80	26.60	21.50	29.10	23.80	26.50
MnO	0.13	0.15	0.23	0.08	0.17	0.24	0.25	0.22	0.21	0.24	0.27	0.24	0.29
MgO	2.31	2.05	4.36	1.13	2.94	11.00	9.07	10.40	11.00	12.90	11.50	12.00	11.40
CaO	6.30	7.02	6.75	7.58	6.69	13.40	10.90	16.10	15.70	18.20	16.50	16.30	15.90
Na ₂ O	4.10	3.66	2.76	5.53	3.73	0.56	1.50	0.74	0.50	0.02	0.02	0.36	0.28
K ₂ O	2.48	3.25	3.73	1.50	3.61	0.72	0.96	0.87	0.55	0.37	0.22	0.28	0.29
P ₂ O ₅	0.43	0.49	0.61	0.32	0.39	0.24	0.20	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.19
ппп	2.47	0.81	0.74	0.90	0.39	0.19	1.02	4.38	0.05	0.29	0.05	3.33	0.23
∑	99.60	99.70	99.50	99.70	99.60	99.60	99.70	99.60	99.60	99.60	99.60	99.60	99.70
∑alk	6.58	6.91	6.49	7.03	7.34	1.28	2.46	1.61	1.05	0.39	0.24	0.64	0.57
Kf (%)	79.28	80.44	75.72	80.65	76.40	72.01	66.98	69.59	70.74	62.50	71.67	66.48	69.92
Комп.	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Обр.	626/1	626/10	971/1	973	985	976	981	986/2	987	1	2	3	4
SiO ₂	51.50	50.70	51.90	51.30	48.90	53.80	54.70	56.00	54.60	36.10	20.42	18.69	7.08
TiO ₂	0.98	0.87	0.94	0.98	1.08	0.76	0.69	0.64	0.68	2.44	4.16	4.80	6.40
Al ₂ O ₃	16.30	18.10	17.50	16.80	16.30	18.10	19.00	19.00	18.70	7.65	6.37	6.39	6.67
Fe ₂ O ₃										14.70	31.56	31.70	41.15
FeO										16.20	22.98	23.20	28.40
Fe ₂ O ₃ t	11.60	10.30	10.50	11.60	13.00	9.40	8.11	7.56	7.87				
MnO	0.21	0.16	0.18	0.21	0.23	0.17	0.14	0.12	0.16	0.21	0.29	0.27	0.30
MgO	4.22	3.43	2.80	3.48	4.76	2.61	2.17	2.55	2.33	8.41	3.79	5.35	1.40
CaO	7.56	7.81	6.10	7.63	9.16	6.21	5.65	5.30	6.34	11.23	8.60	6.16	7.6
Na ₂ O	3.24	4.01	3.52	3.44	3.29	3.83	3.70	5.40	4.21	1.16	0.38	0.66	0.06
K ₂ O	2.88	2.48	3.46	3.01	1.72	3.71	4.15	2.01	3.96	1.09	0.38	0.03	0.12
P ₂ O ₅	0.48	0.45	0.48	0.57	0.59	0.44	0.36	0.31	0.35	0.36	0.052	0.15	0.14
ппп	0.61	1.17	2.23	0.57	0.62	0.58	0.86	0.65	0.46	0.06	0.37	1.39	0.25
V ₂ O ₅										0.108	0.544	0.408	0.48
Cr ₂ O ₃										0.009	0.009	0.035	0.019
Cu										0.033	0.001	0.003	0.003
∑	99.60	99.60	99.60	99.70	99.70	99.60	99.60	99.60	99.60	99.94	100	99.73	99.78
∑alk	6.12	6.49	6.98	6.45	5.01	7.54	7.85	7.41	7.27	2.25	0.76	0.69	0.18
Kf (%)	73.32	75.02	78.95	76.92	73.20	78.27	78.89	74.78	77.16	78.61	93.50	91.12	98.03

Примечание. Использованы анализы И. А. Алексеева (1–22): 1–3, 14–18 – габбро, 6–13 – высокожелезистые (рудные) пироксениты, 4–5, 19–22 – габбро-диориты; Б. С. Юдина (23–26): 23 – оруденелый клинопироксенит, 24–26 – ильменит-магнетитовые руды.

Жильные тела. Породы массива секутся более поздними дайками гранитов, диоритов, аплитами и крупнозернистыми кварц-полевошпатовыми жилами. Мощность таких жильных тел варьирует от первых сантиметров до полутора метров. Наибольшая концентрация пайковых и жильных тел наблюдается в местах развития и пересечения зон разрывных нарушений.

Зоны рассланцевания. Массив разбит тектоническими зонами двух доминирующих направлений – СВ и СЗ, формирующих блоковую структуру, отражающуюся в современном резко расчлененном рельефе. В этих зонах породы бывают сильно рассланцованы и изменены: первичные силикаты замещаются вторичными минералами, развивается калишпатизация [Алексеев и др., 2005]. В местах проявления секущих даек и жил в приразломных зонах породы приобретают розовый оттенок за счет наложения микроклина. В этих зонах также развиваются хлорит, альбит, эпидот, встречаются турмалин, биотит, актинолит, кальцит. Среди аксессуарных и вторичных минералов этих зон, по данным проведенного микрозондового изучения [Алексеев, Кулешевич, 2017], установлены: бадделейт, циркон, торит, уранинит, паризит и редкие колумбит, Sr-барит и Ca-Sr-REE-карбонат. Ca-Sr-REE-карбонат образует зональные сростания неправильной формы и содержит Sr 5.3–8.6 %, Ca 11.7–6.5 %, Ce 32.4–32.1 %, La 16.7–19.5 %, Nd 16.7–17.4 и относится к кальциоанкилиту (Ca,Sr)Ce (CO₃)₂(OH) H₂O.

Изотопный возраст массива Вялимяки

Для оценки возраста интрузии нами были изучены цирконы из некоторых типов пород массива Вялимяки. Использовался метод локального U-Pb анализа цирконов при помощи вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ). Для анализа были отобраны цирконы из трех типов пород интрузива: 1) лейкогаббро, 2) роговообманкового пироксенита, 3) метасоматически измененного калишпатизированного габбро.

Результаты изотопных исследований выявили, что в пределах ошибки метода все породы оказались разновозрастными: фигуративные точки составов циркона из лейкогаббро легли на конкордию и дали возраст 1889.6 ± 6.4 млн лет; циркон из измененных габбро – 1900.4 ± 6.4 млн лет (рис. 1.69, А, Б), а цирконы пироксенитов, в которых были обнаружены зерна трех поколений, определили дискордию (рис. 1.69, В) с верхним пересечением линии конкордии в точке, отвечающей возрасту 1874 ± 24 млн лет. Нижнее пересечение, которое соответствует мелкокристаллическому циркону из залеченных трещин, выявило возраст 507 ± 53 млн лет.

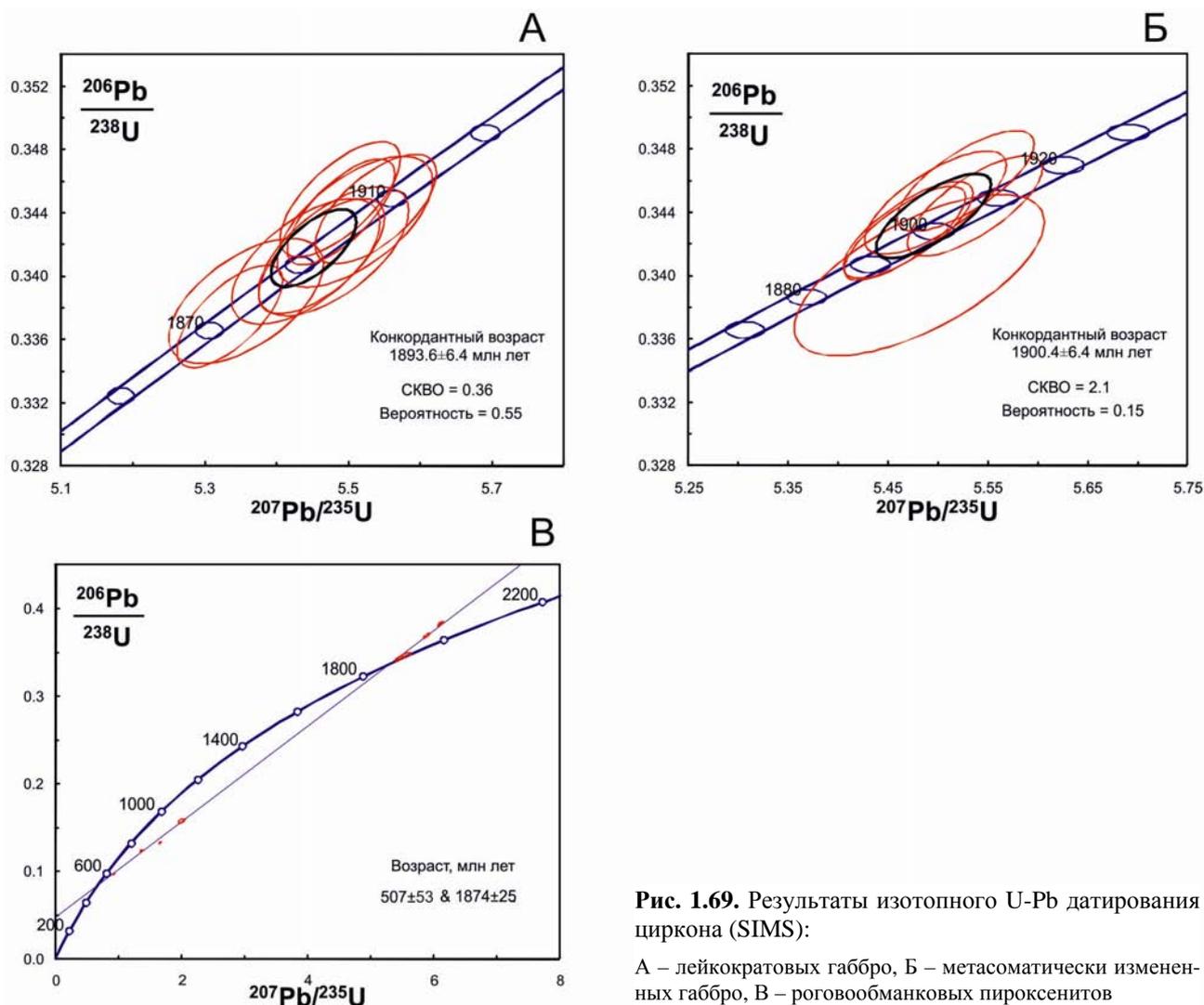


Рис. 1.69. Результаты изотопного U-Pb датирования циркона (SIMS):

А – лейкократовых габбро, Б – метасоматически измененных габбро, В – роговообманковых пироксенитов

Таким образом, U-Pb изотопные данные указывают на близодновременное, в пределах погрешности, формирование пироксенитов и других габброидов Вялимякского массива. Этот результат согласуется с приведенными выше геологическими данными о прорывании интрузий сланцев ладожской серии, возраст которых оценивается в пределах 1.91–1.89 млрд лет (нижний калевий). Совпадающий возраст разных типов пород Вялимяки согласуется также с выводами о генетической и геохимической сопряженности пироксенитов и габбро, формировавшихся совместно в процессе кристаллизации Вялимякского интрузива.

1.3.1.3. Куркиекский комплекс

Куркиекский норит-эндербитовый комплекс. Гиперстенсодержащие разности составляют основу норит-эндербитового комплекса, в котором преобладают породы диоритового состава. Некоторые типы пород можно рассматривать как отдельные фазы внедрения в составе комплекса. Наиболее ранняя фаза – нориты, габбро и редкие гипербазиты. Эти породы чаще образуют в эндербитах шпировые включения, но нередко это ксенолиты с отчетливой морфологией и резкими контактами с вмещающими их эндербитами. В первом случае, скорее всего, это тоже были ксенолиты, но сильно переработанные магмой. Реже встречаются более основные по составу породы в виде мелких линзовидных тел в гнейсах. Одно из таких проявлений ультрамафитов, размеры которого менее 100 м² на обнаженной дневной поверхности, отмечено в вершине залива Меклахти Ладожского озера (Лахденпохский район). Непосредственно рядом с этим телом широко распространены эндербиты, которые отличаются тем, что: 1) они более основные (SiO₂ снижается в них до 50–52 вес. %), 2) в этих эндербитах находится заметно больше ксенолитов пород ранней фазы этого комплекса.

В рассматриваемом регионе породы куркиекского комплекса сосредоточены в двух узлах: севернее г. Лахденпохьи и в окрестностях пос. Куркиеки (рис. 1.3).

Интрузии эндербитоидов образуют выходы площадью до 45–50 км² (в частности, Куркиекский массив) или группы небольших массивов. Такие группы массивов, вероятно, являются фрагментами более крупных тел. Вероятно, вертикальные разрезы для крупных тел эндербитоидов характеризуются на нижних уровнях наличием пород основного-ультраосновного состава. Такие породы наблюдаются на современной эрозионной поверхности в виде отмеченных выше выходов ультрамафитов или ксенолитов в эндербитах. Повсеместно с мелкими и крупными телами эндербитов на всей территории Южного домена встречаются и гранулитовые минеральные парагенезисы во вмещающих гнейсах.

Диапазон изменения составов эндербитоидов (табл. 1.13) можно наблюдать, например, на классификационных диаграммах Миддлмоста [Middlemost, 1994] и Писсерилло, Тейлора [Pescerillo, Taylor, 1976] (рис. 1.70, 1.71), где для сравнения также показаны составы пород раннеорогенных интрузий Северного домена.

Основные породообразующие минералы эндербитов – гиперстен, биотит, плагиоклаз, кварц. В некоторых разностях встречаются гранат, амфибол, клинопироксен и весьма редко калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, графитом, цирконом, рутилом.

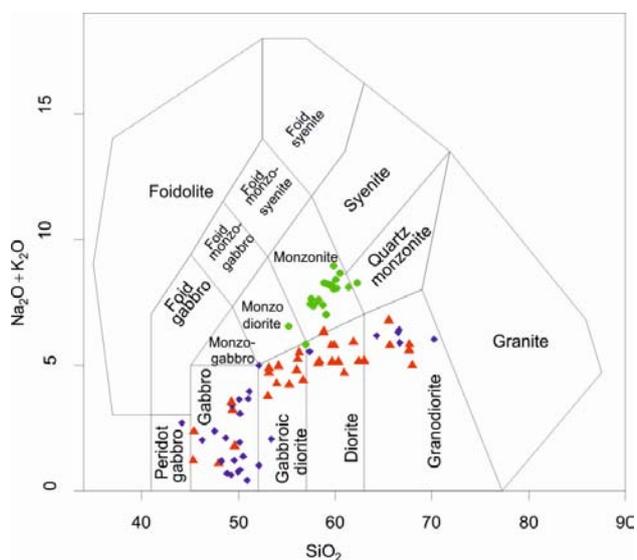


Рис. 1.70. Классификационная диаграмма Na₂O+K₂O – SiO₂ для габброидов и эндербитоидов Приладжья. Габбро и эндербиты Куркиекской интрузии показаны треугольниками красного цвета. Для сравнения приведены магматические породы Северного домена: синие ромбы – породы Кааламской группы интрузий, зеленые окружности – Вялимякской

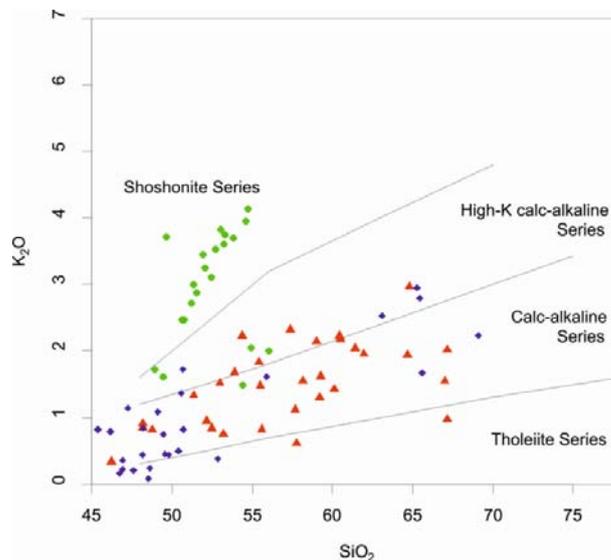


Рис. 1.71. Классификационная диаграмма K₂O – SiO₂. Условные обозначение пород такие же, как на предыдущем рисунке. Диаграмма демонстрирует извлектово-щелочной тренд составов пород Куркиекской интрузии и Кааламской группы интрузий, состав Вялимякской интрузии сдвинут в поле щелочных пород

Эндербитоиды хорошо выделяются в гравитационном поле. Контуры обширной гравитационной аномалии коррелируют с выходами эндербитов (и гранулитов) на дневную поверхность (см. также раздел 1.4).

Вещающими породами эндербитов служат гиперстен-биотитовые и гранат-гиперстен-биотитовые, гораздо реже гранат-биотитовые и гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы лахденпохской серии. Совместно с ними эндербиты прошли метаморфические преобразования от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации.

Изотопный возраст гиперстеновых гранитоидов Приладжья (куркиекский комплекс) и соседних районов Финляндии (комплекс Киурувеси-Хаукивеси) составляет по данным U-Pb метода по цирконам 1880–1870 млн лет [Тугаринов, Бибилова, 1980; Korsman et al., 1988; Котов и др., 1992].

Нами было проведено датирование эндербитов куркиекского комплекса для уточнения его возраста и косвенной оценки времени гранулитового метаморфизма в Южном домене. Для геохронологического изучения проба была отобрана из эндербитов куркиекского узла в пределах одноименной Куркиекской интрузии.

Куркиекская интрузия, проба Б-99-28, эндербит. Поскольку становление интрузии находится в тесной временной и пространственной связи с гранулитовым метаморфизмом, рассмотрим подробнее особенности циркона, используемого для изотопного датирования. В пробе преобладают длиннопризматические субидиоморфные кристаллы желто-коричневого, светло-желтого цвета и бесцветные, со следами вторичного роста, растворения и деформации. Также присутствуют умеренно призматические и короткопризматические разновидности. Встречаются параллельные срастания кристаллов, свидетельствующие о кристаллизации цирконов из расплава. Под микроскопом наблюдаются следы зонального и блочного строения, а также сильная трещиноватость. Светлые и темные кристаллы характеризуются коричневой оболочкой (на светлых кристаллах оболочки более тонкие). При изучении цирконов в режиме отраженных электронов (BSE) по трещинам наблюдаются зоны, отчетливо фиксируемые по изменению контраста. Как было показано [Hanchar, Miller, 1993], более светлая окраска по краям кристаллов свидетельствует о повышенном содержании Hf, Y, U. В единичных зернах наблюдается слабая зональность. Однородное строение имеет примерно треть кристаллов. Содержание урана в коричневых зернах изменяется от 690 до 2140 мкг/г, в светлых – от 1220 до 1520 мкг/г. Th/U отношения варьируют от 0.14 до 0.22. Более низкие значения отмечаются в коричневых зернах. Следует подчеркнуть, что Th/U от 0.2 до 0.4 характерны для измененных магматических цирконов [Schaltegger et al., 1999]. Судя по литературным данным и нашим наблюдениям, Th/U отношения для магматических цирконов могут меняться и в более широких пределах, что, скорее, может определяться составом и регионально-геохимическими особенностями пород.

Проба Б-99-28 представляет, вероятно, разновидность эндербитов, образованную на более позднем этапе формирования массива, так как цирконы данной пробы резко обогащены ураном и, возможно, торием (который оценивается по содержанию ^{208}Pb). Возникновение коричневых оболочек в цирконах эндербитов связано, вероятно, с более поздними процессами. По геохимическим характеристикам коричневые цирконы ближе всего к цирконам лейкосомы второй генерации гранат-гиперстеновых гнейсов (см. раздел 1.4).

В светло-коричневых зернах циркона встречаются редкие флюидные включения. Иногда они с газовой фазой. В поперечных удлиению зерна направлениях концентрируются включения, трассирующие зоны залеченных трещин. Иногда группы газово-жидких двух- и трехфазовых включений связаны с новой оболочкой роста циркона. Можно выделить включения двух типов: 1) крупных, с газовой фазой, не связанных с трещинами; 2) более мелких, приуроченных к залеченным нарушениям зерен, в виде групп из 3–7 включений.

С учетом перечисленных особенностей, представляется, что цирконы эндербитов несут признаки магматического и метаморфического генезиса и образовались в результате переработки магматического циркона метаморфическим высокотемпературным флюидом.

Дискордия, проведенная по координатам шести (рис. 1.72, табл. 1.14) из семи проанализированных фракций циркона из эндербитов, пересекает конкордию в двух точках: 1881 ± 7 ср. и 630 ± 238 млн лет, СКВО = 0.2. Фигуративная точка № 1 была исключена из этого построения, так как циркон этой фракции имеет наиболее нарушенную изотопную систему. Предполагая первично магматическую природу циркона, полученную цифру мы интерпретируем как возраст образования эндербитов. Но поскольку цирконы представляют не только магматические фазы, но и метаморфические, образованные в результате переработки магматического циркона метаморфическим высокотермальным флюидом, то, с высокой вероятностью, этому возрасту соответствует проявление гранулитового метаморфизма в Приладжье.

Таблица 1.14

Результаты U-Rb изотопных исследований цирконов и монацитов в породах Приладожья

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	На-веска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения				Th/U (крист)	Rho	Возраст, млн лет				вероят-ность		
			Rb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^б	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^б	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U			²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	конкордант-ный			
№ Б-99-28, эндербит, Курсицкая интрузия																	
1	>150 св.	0.57	500	1520	14090	0.11421	0.075154	5.067	0.3218	0.21	0.93	1798.4	1830.6	1867.4 ± 0.63	1881.4 ^{**}	0.94	
2	>150 св. АО	0.39	540	1580	15930	0.11445	0.079755	5.227	0.3312	0.22	0.94	1844.4	1857.0	1871.2 ± 0.58	(+9.3/-5.3)		
3	70-80 св.	0.39	410	1220	16120	0.11444	0.071896	5.189	0.3289	0.20	0.94	1832.9	1850.8	1871.1 ± 0.58			
4	>150 кор.	0.78	220	690	9380	0.11412	0.050174	5.118	0.3253	0.14	0.90	1815.6	1839.2	1865.9 ± 0.76			
5	>150 кор. АО	0.34	720	2140	13690	0.11449	0.059785	5.224	0.3309	0.16	0.94	1842.9	1856.6	1871.9 ± 0.56			
6	70-80 кор.	0.30	430	1280	9480	0.11439	0.057498	5.181	0.3285	0.16	0.94	1831.1	1849.5	1870.3 ± 0.61			
7	100-150 кор. АО	0.36	490	1430	12770	0.11485	0.066138	5.309	0.3352	0.18	0.94	1863.7	1870.2	1877.5 ± 0.59			
№ Б-99-14, диорит, Ляувагсарская интрузия																	
8	100-150	0.64	180	590	3285	0.11532	0.062027	4.806	0.3022	0.17	0.94	1702.3	1785.9	1885.0 ± 0.60	1878.5 ^{**} ± 3.3	0.78	
9	70-80	0.84	67	220	3185	0.11530	0.060987	4.746	0.2986	0.17	0.91	1684.2	1775.5	1884.5 ± 0.75			
10	Вал. АО	0.42	120	350	2168	0.11511	0.067665	5.100	0.3214	0.19	0.78	1796.4	1836.2	1881.6 ± 1.50			
11	>100 АО	0.44	120	350	4848	0.11534	0.076831	5.118	0.3218	0.21	0.93	1798.6	1839.1	1885.2 ± 0.65			
12	80-100 АО	0.29	230	660	2913	0.11495	0.069109	5.295	0.3341	0.19	0.93	1858.2	1868.1	1879.1 ± 0.70			
13	80-100 АО	0.61	110	390	2602	0.11505	0.064215	4.180	0.2635	0.18	0.98	1507.6	1670.0	1880.7 ± 0.74			
№ Б-2000-29, гранат-двуловошпатовый гранит, Кильпольская интрузия																	
14	Mnz	н.о.	н.о.	н.о.	7263	0.11591	0.14852	6.7331	5.286	18.6	0.93	1868.1	1868.1	1865.0 ± 2.1	1866.9 ± 4.4		0.78
№ Б-99-7, гранит, Тервуская интрузия																	
15	>100	0.35	97.0	370	918.7	0.11302	0.11710	3.681	0.2362	0.32	0.76	1367.1	1567.3	1848.6 ± 1.6	1860.8 ^{**} ± 2.6		0.89
16	<70	0.36	200	740	3583	0.11325	0.069189	4.120	0.2638	0.19	0.88	1509.5	1658.3	1852.2 ± 0.87			
17	>100 АО	0.33	75	260	2268	0.11529	0.075498	4.337	0.2728	0.21	0.98	1555.1	1700.4	1884.4 ± 0.88			
18	<70 АО	0.37	300	970	10210	0.11401	0.071547	4.726	0.3006	0.20	0.94	1694.2	1771.7	1864.4 ± 0.59			
19	желт.*	0.50	3800	2590	6995	0.11355	4.3164	4.874	0.3113	11.9	0.98	1747.1	1797.7	1857.0 ± 1.3			

Примечание. а – изотопные отношения, скорректированные на коэффициент фракционирования и бланк, б – скорректированные на коэффициент фракционирования, бланк и обычный свинец; АО – аэробразивная обработка. Измерения Rb и U выполнены на масс-спектрометре MAT-261. Ошибка воспроизводимости измерения U/Rb – 0.50 % (2σ), а ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb – 0.11 % (2σ).

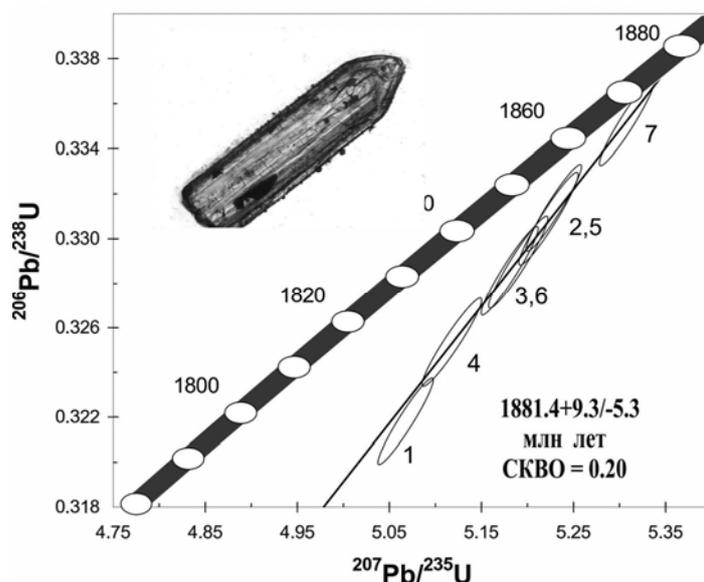


Рис. 1.72. Диаграмма с конкордией для циркона из эндербитов (проба Б-99-28) куркиевского комплекса. Приведен наиболее характерный тип циркона. Цифры около эллипсов соответствуют номерам проанализированных фракций цирконов (табл. 1.14).

1.3.2. Син- и позднеорогенные (1.88–1.85 млрд лет) интрузии

Изучение гранитоидов орогенической стадии развития в Северном Приладожье и на Карельском перешейке во второй половине XX в. особенно активно проводилось Г. М. Саранчиной [1972], а также рядом исследователей, что нашло отражение в публикациях: Н. Г. Судовиков и др. [1970], С. Б. Лобач-Жученко и др. [1974], В. А. Глебовицкий и др. [Мигматизация..., 1985], А. Б. Котов и Л. М. Самаркова [1990], А. П. Светов и др. [1990], Р. А. Хазов и др. [1993], Н. Ф. Шинкарев и др. [1994], В. И. Шульдинер и др. [1995], В. В. Иваников и др. [1996], В. А. Богачев и др. [1999a], Д. Л. Конопелько и др. [1999], Ш. К. Балтыбаев и др. [2000] и других работах.

Г. М. Саранчина [1972] предложила выделять в раннеорогенных гранитоидах Приладожья гиперстенсодержащие и биотит-амфиболовые плагиограниты, которые она отнесла к так называемому «первому формационному типу». А «второй формационный тип», по мнению Г. М. Саранчиной, представляли поздне-посторогенные и в основном микроклиновые граниты, большая часть которых – порфириовидные калиевые. Такие граниты широко проявлены на площади Карельского перешейка. Предполагалось, что по мере развития раннепротерозойской эндогенной активности эволюция интрузивного магматизма знаменовалась в изучаемом регионе сменой гранитоидов первого типа вторым. Предложенное деление гранитоидов на два типа было простым и наглядным, так как обнажения разных типов гранитоидов хорошо развиты в Приладожье и имеют запоминающийся облик пород. Поэтому такое деление гранитоидов в дальнейшем охотно использовалось многими исследователями при описании магматизма региона [например, Мигматизация и гранитообразование..., 1985 и др.]. В то же время данные, полученные за последующие годы, показали, что такое деление гранитоидов верно лишь в первом приближении, так как, например, стали выявляться двуполевошпатовые, гранат-двуполевошпатовые граниты, кристаллизация которых происходила синхронно с гранитоидами как первого, так и второго типа [Балтыбаев и др., 2004a, 2009a и др.]. Такие граниты занимают сходную с вышеуказанными гранитоидами структурную позицию и пространственно ассоциированы с ними. Эти особенности не вписываются в ранее сложившееся предположение, что все двуполевошпатовые граниты формируются на завершающих этапах эндогенного развития региона.

Принимая во внимание традиционные представления о классификации магматических пород южной части Приладожья и учитывая новую информацию о магматизме региона, интрузии Южного домена (рис. 1.73) мы описываем в составе комплексов: *лауватсарско-импиниевского габбро-диорит-тоналитового, кузнеченского порфириовидно-гранитного, тервуского гранитного*, которые образуют группу син- и позднеорогенных интрузий в пределах домена.

Лауватсарско-импиниемский габбро-диорит-тоналитовый синорогенный комплекс

Этот комплекс отличается многофазным последовательным становлением габброидов, биотит-амфиболовых диоритов, тоналитов. Все они в той или иной степени метаморфизованы. Породы комплекса широко распространены преимущественно в Южном домене, где они обнажаются в виде сравнительно небольших (до 20–30 км²) выходов одно- или двухфазных массивов. В пределах Северного домена Приладожья они образуют единичные относительно небольшие (несколько км²) тела.

Метагабброиды развиты незначительно и представлены роговообманковыми, реже клинопироксен-роговообманковыми, большей частью сильно биотитизированными разновидностями пород. Крупно- и грубозернистые биотит-роговообманковые, иногда пироксенсодержащие диориты и кварцевые диориты, которые рассматриваются более поздней по отношению к вышеуказанным габброидам фазой, прорывают лахденпохскую метаморфическую серию и эндербиты куркиекского комплекса. Диориты и кварцевые диориты интенсивно рассланцованы, особенно в мелких массивах, метаморфизованы и часто мигматизированы в амфиболитовой фации. Поздняя фаза лауватсарско-импиниемского комплекса представлена биотитовыми, реже гранат-биотитовыми и амфиболовыми тоналитами. Местами они связаны с кварцевыми диоритами постепенными переходами, но также участками и прорывают их. Этот тип пород (поздняя фаза) имеет интрузивные соотношения со всеми другими более древними породами.

Перечисленные породы сложены роговой обманкой, клинопироксеном, биотитом, плагиоклазом, гранатом, кварцем с меняющимися соотношениями в конкретных разновидностях пород. В виде акцессорных минералов встречаются апатит, циркон, ильменит, магнетит.

Ранее был определен возраст диоритов о. Лауватсари по данным U-Pb метода как 1864 ± 13 млн лет [Котов и др., 1992]. Нами были уточнены имеющиеся возрастные оценки с охватом нескольких массивов рассматриваемого комплекса, результаты этих работ излагаются ниже.

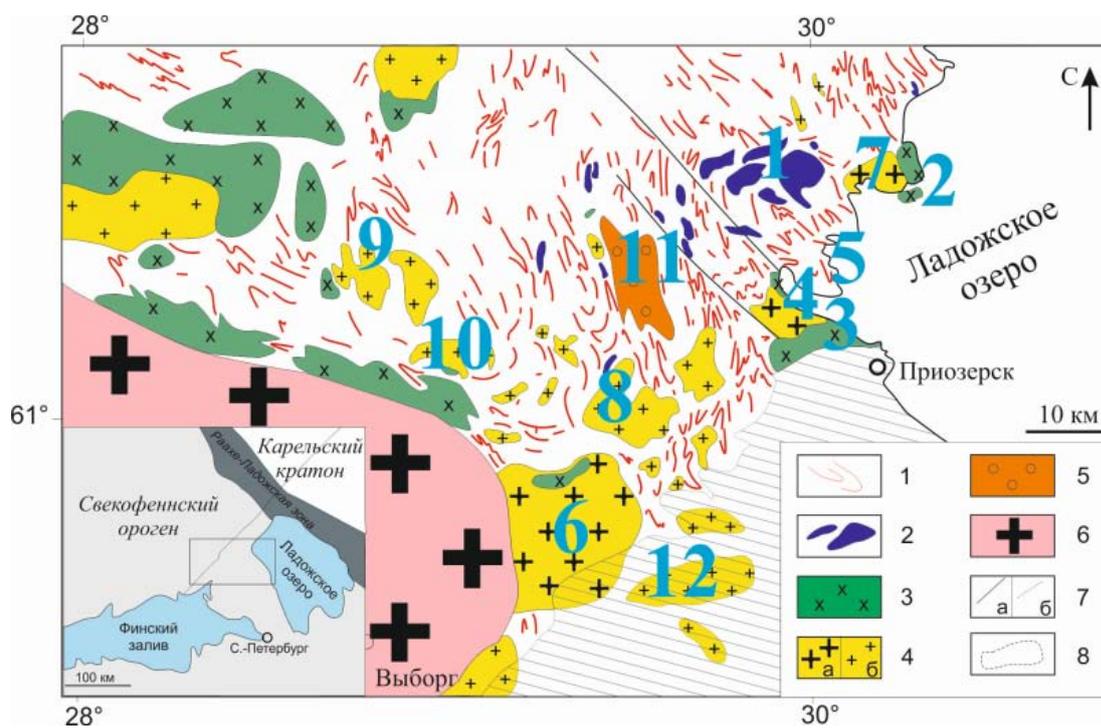


Рис. 1.73. Геологическая схема строения Южного домена с указанием расположения изученных интрузий:

1 – преимущественно метаморфические породы амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма; 2 – эндербиты, габбро-нориты (1.89–1.88 млрд лет); 3 – диориты, плагиограниты, гранодиориты (1.89–1.86 млрд лет); 4 – граниты: а – калиевые порфировидные (1.87–1.85 млрд лет), б – включая порфировидные (1.80 млрд лет); 5 – щелочные граниты (1.80 млрд лет); 6 – граниты рапакиви (1.65 млрд лет); 7 – разломы: а – видимые, б – предполагаемые; 8 – показаны плутоны под рифейскими отложениями (штриховые линии). Цифрами отмечены наиболее крупные изученные массивы: 1 – Куркиекский, 2 – Лауватсарский, 3 – Приозерский, 4 – Кузнеченский, 5 – Лазурный, 6 – Кильполский, 7 – Тервуский, 8 – Бородинский, 9 – Каменогорский, 10 – Заветнинский, 11 – Оя-ярви, 12 – Вуоксинский

Лауватсарская интрузия, проба Б-99-14, диорит. Расположена интрузия на о. Лауватсари Ладожского озера. Циркон изученных диоритов более идиоморфен, чем в эндербитах. Зерна циркона характеризуются призматическим и длиннопризматическим обликом, гиацинтовым габитусом, светлой окраской, высоким двупреломлением. Есть признаки магматической зональности. Длина кристаллов 40–450 мкм при $2 < K_u < 7$. В режиме BSE наблюдается слабая зональность с незначительными изменениями в краевых частях и по трещинам, но иногда встречаются и однородные кристаллы. Содержание урана изменяется от 220 до 660 мкг/г. Th/U отношения варьируют в очень незначительных пределах: 0.16–0.21. В цирконах довольно много минеральных включений, которые часто ориентированы поперек удлинения кристалла. Флюидные включения встречаются в ~20 % зерен, но имеют мелкие, «точечные» размеры. Определенной закономерности распределения флюидных включений не замечено. Трещиноватость зерен циркона проявлена незначительно (~10–15 % зерен), густота трещин – до 3–4 на зерно. В трещиноватых зернах, как правило, больше флюидных включений.

Наименьшее значение СКВО = 0.25 и минимальная погрешность возраста (1878.5 ± 3.5 млн лет) получены при проведении дискордии через четыре точки (фракции № 8–10, 12, табл. 1.14). Фигуративная точка № 13 была исключена из изохронного построения, так как циркон этой фракции имеет наиболее нарушенную изотопную систему. Возраст 1879 ± 4 млн лет, определенный по верхнему пересечению линии дискордии с конкордией, принимается за время образования диоритов (табл. 1.14, рис. 1.74).

Приозерская интрузия, проба Б-02-74, тоналит. Интрузия занимает обширную площадь в районе г. Приозерска, включая ряд прилегающих островов в Ладожском озере (рис. 1.73). Общая площадь массива 16×16 км². Наблюдаемые контакты массива с вмещающими сланцами лахденпохской серии позволяют говорить о прорывании последних, но в то же время гранитоиды метаморфизованы вместе с вмещающими породами и представлены отчетливо гнейсовидными разностями. Контакты массива в основном разломные. Между диоритами Приозерского массива и прорывающими их порфирированными гранитами Кузнеченского массива наблюдается зона тектонизированных биотитизированных амфиболитов шириной до 1 км. Такие же зоны отмечались и с северной стороны Кузнеченского массива на контакте с Ровненским массивом.

Породы Приозерского массива метаморфизованы в амфиболитовой фации, магматические структуры полностью перекристаллизованы; в центральных частях массива иногда сохраняются явные следы ксенолитов гнейсов, метаморфизованные жилы аплитов. Вблизи контакта с более молодыми порфириобластическими гранитами тоналиты и кварцевые диориты Приозерского массива сильно калишпатизированы, рассечены множеством жил кварц-микроклиновых пегматитов. В названных местах наблюдалось прорывание массива дайками метабазитов и двумя генерациями жил калиевых пегматитов. Сложная складчатость в массиве выявляется по пликативной складчатости указанных жил и даек, до образования изоклиналильных складок разного порядка.

Состав пород массива меняется от диорит-тоналитов до гранодиоритов в зависимости от содержания в них калиевого полевого шпата. Главные пороодообразующие минералы: биотит, роговая обманка, плагиоклаз, кварц. Из аксессуаров обилён апатит, наряду со сфеном, ильменитом, монацитом и цирконом. Структура пород гранобластовая и лепидогранобластовая.

Данные геохимии позволяют отнести породы Приозерской интрузии к гранитоидам I-типа. Петрохимические характеристики пород указывают на их принципиальное сходство с породами плагиогранитного комплекса Лахденпохской зоны. Они также могут быть отнесены к продуктам кристаллизации высококальциевой магмы известково-щелочного типа.

В проанализированной нами пробе (Б-02-74, рис. 1.75) преобладают длиннопризматические субидиоморфные кристаллы циркона желто-коричневого и светло-желтого цвета со следами растворения и деформации. В небольшом количестве присутствуют умеренно и короткопризматические кристаллы. Оптическое изучение под микроскопом выявляет в цирконах их сильную трещиноватость и нередко наличие тонких оболочек. В отдельных зернах признаки зональности. В режиме BSE видны оболочки, также зоны изменений по трещинам и слабая зональность в единичных зернах. Наличие зональности и морфология циркона, а также его геохимические особенности (Th/U) указывают на его первичномагматическое происхождение.

U-Pb TIMS методом датирования циркона получен возраст 1875.8 ± 5.5 млн лет (СКВО = 0.81) (рис. 1.75, табл. 1.14). Дискордия проведена по трем точкам и исключена точка № 4, вызывающая большую погрешность определения.

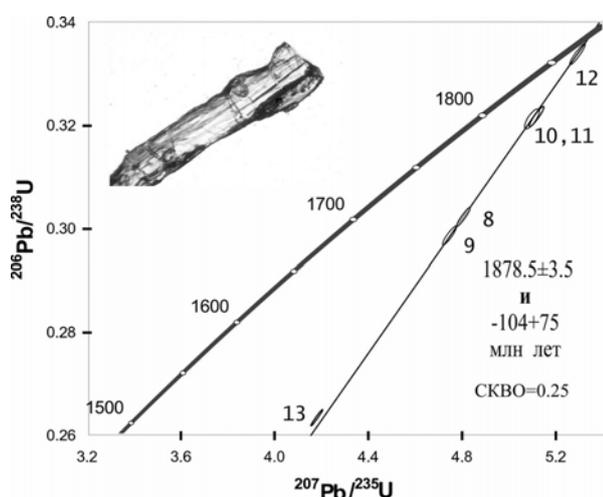


Рис. 1.74. Диаграмма с конкордией для циркона из метадiorитов (проба Б-99-14, Лауватсарской интрузии) лауватсарско-импиниемского комплекса. Приведен также наиболее характерный тип циркона. Цифры около эллипсов соответствуют номерам проанализированных фракций цирконов (табл. 1.14)

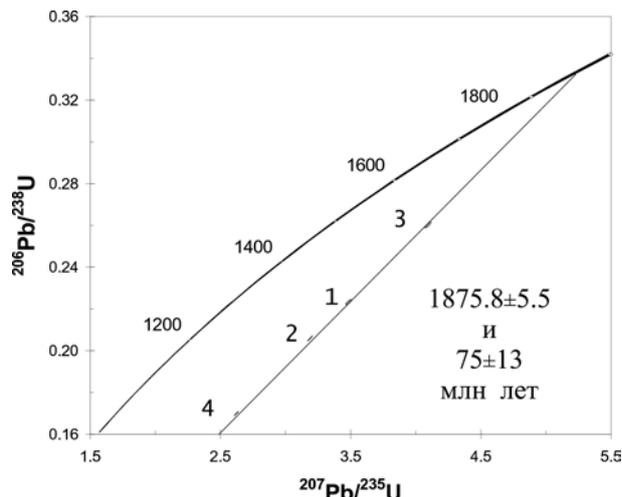


Рис. 1.75. Диаграмма Везерилла для плагиогранитов Приозерского массива (ID TIMS)

С учетом магматической природы циркона, за возраст Приозерской интрузии принимается значение 1876 ± 6 млн лет.

Были также выполнены измерения локального U-Pb изотопного состава циркона из пород Приозерской интрузии на приборе SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ). Полученные результаты [Балтыбаев и др., 2005а, б] оказались интересными даже не для оценки времени кристаллизации пород массива (выявленный возраст 1884 ± 11 млн лет в пределах погрешности совпадает с результатами датирования классическим методом), а тем, что позволили установить изменение изотопной системы циркона в каледонское время.

Выяснилось, что распределение фигуративных точек циркона с зонами обрастания отчетливо приурочено к дискордии, нижнее пересечение которой соответствует отметке ~ 400 млн лет (рис. 1.76). Было установлено, что «нижние» эллипсы соответствуют высокоурановым (до 4000 г/т) оболочкам циркона. В то же время другие оболочки в части зерен циркона, которые не отличаются по составу (т.е. низкоурановые) от центральных зон цирконов, отвечают фигуративным точкам, определяющим конкордантный возраст 1884 ± 11 млн лет (табл. 1.15). На основании этого был сделан вывод, что наиболее чувствительными к флюидному и/или термальному воздействию на рубеже 350–400 млн лет назад были только высокоурановые метамиктные оболочки, которые образовались на поздних магматических стадиях кристаллизации массива. Возникновение оболочек на позднемагматической стадии подтверждается датированием оболочек со сравнительно низким (300–600 г/т) содержанием урана.

Таблица 1.15

Результаты U-Pb изотопных исследований циркона пробы № Б-02-74 плагиогранита (Приозерская интрузия)

№ п/п	Характеристика фракции, размеры, мкм	Изотопные отношения					Rho	Th/U	Возраст, млн лет		
		$\frac{206\text{Pb}^a}{204\text{Pb}}$	$\frac{207\text{Pb}^b}{206\text{Pb}}$	$\frac{208\text{Pb}^b}{206\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}}{235\text{U}}$			$\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}}{235\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}}$
1	80–100, ао	1909	0.11332	0.08670	0.2230	3.485	0.84	0.24	1297.8	1523.7	1853.4 ± 1.7
2	80–100, ао	2729	0.11248	0.10477	0.2054	3.185	0.97	0.29	1204.3	1453.6	1839.8 ± 0.9
3	100–150, ао	857.5	0.11410	0.09889	0.2603	4.095	0.89	0.27	1491.4	1653.4	1865.7 ± 4.0
4	>150	308.1	0.11234	0.08495	0.1690	2.618	0.95	0.23	1006.8	1305.8	1837.6 ± 1.2

Любопытно, что нет никаких геохимических признаков, указывающих на то, что цирконы отреагировали на термальное событие ~ 1.80 млрд лет назад, притом что такой возраст в изученных плагиогранитах фиксируется по монациту и апатиту. Можно предположить, что 1.80 млрд лет назад высокоурановые оболочки еще не были метамиктны и не отреагировали на термальное

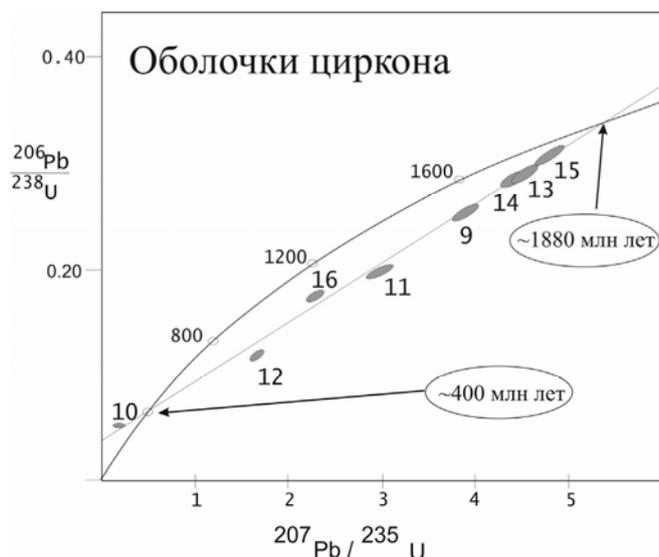


Рис. 1.76. Диаграмма с конкордией для метамиктно-измененных зерен циркона приозерских плаггиогранитов, изученных с помощью SHRIMP-II (SIMS).

Дискордия имеет нижнее пересечение с конкордией, близкое к 400 млн лет. От верхней точки пересечения дискордии с конкордией по направлению к нижней содержится урана в оболочках циркона возрастает. Фигуративная точка изотопного состава наиболее высокоурановой оболочки имеет обратную дискордантность

миктными и около 350–400 млн лет назад отреагировали на слабое флюидное и/или термальное воздействие, которое не вызвало иных изменений в породе и минералах.

Если интрузии эндербитов связаны с гранулитовой стадией, то диориты и тоналиты Лауватсарской и других подобных ей интрузий формируются в течение последующей – промежуточной стадии. Тем не менее, судя по геохимии редких земель, габбро-эндербитовые и диорит-тоналитовые расплавы образуются, скорее всего, из единого глубинного (мантийного) магматического источника. Такой вывод близок к предположению Г. М. Саранчиной [1972] о родстве магм диоритов и эндербитов, за исключением того, что она объясняла различие в интрузиях следствием пространственной «фациальной» разобщенности расплавов в момент кристаллизации.

Особенности минерального состава диоритов и тоналитов свидетельствуют об их кристаллизации при температуре в среднем на 100 °С ниже по сравнению с эндербитами, а изучение флюидного состава дает основание говорить о становлении диоритов и особенно тоналитов в условиях большей фугитивности H₂O во флюиде [Балтыбаев и др., 2000].

Кузнеченский порфировидно-гранитный синорогенный комплекс

Основу рассматриваемого комплекса составляют калиевые порфировидные граниты, которые широко распространены в наиболее южной части Южного домена Приладожья. Исследователи региона обычно связывали возникновение этих гранитов с посторогенной стадией развития региона и интрузии порфировидных гранитов объединяли в единый поздне-, посторогенный комплекс [Саранчина, 1972; Великославинский, 1999 и др.]. Предполагалось, что после их формирования наступила относительно спокойная эпоха, представленная красноцветными платформенными отложениями групп Лайнио, Кумпу в Швеции и Финляндии и вепсия в Прионежье на территории России. Однако рассматривать все интрузии калиевых порфировидных гранитов в составе одного поздне-, посторогенного (посткинематического) комплекса затруднительно даже исходя из полевых структурно-геологических наблюдений. Например, петротипическая Кузнеченская интрузия характеризуется интенсивным разгнейсованием и метаморфизмом пород, а также сложной внутренней структурой, что хорошо фиксируется по пликативным деформациям многочисленных жильных и дайковых фаций (рис. 1.77). Высокий уровень метаморфизма (не ниже высокотемпературной амфиболитовой фации) интрузии и вовлечение ее в сложную складчатость позволяют предполагать, что формирование интрузии происходило на орогенной

импульс, который зафиксирован U-Pb системой монацита и апатита. Лишь много позднее, по мере роста несовершенства структуры из-за метамиктизации высокоурановых оболочек циркона, слабо проявленные в регионе геологические события вызвали изменение U-Pb системы метамиктных оболочек. Более подробно этот вопрос рассмотрен в работе [Балтыбаев и др., 2004a].

Таким образом, цирконы из Приозерской интрузии с осцилляционной зональностью (магматического происхождения) выявляют конкордантное или близконкордантное значение возраста как для центральных частей, так и для низкоурановых оболочек. Эти значения можно рассматривать как отвечающие времени кристаллизации породы из расплава. Практическое совпадение возраста центральных частей и светлых оболочек цирконов говорит о коротком времени в геологическом масштабе кристаллизационного роста и последующего дорастания зерен циркона в процессе непрерывных магматических и постмагматических изменений.

Высокоурановые оболочки циркона с течением времени становились все более мета-

стадии развития свекофеннид. Установлено [Балтыбаев и др., 2004в], что эта интрузия формируется значительно раньше большинства остальных калиевых порфировидных гранитов района и занимает структурную позицию, аналогичную массивам лауватсарско-импиниемского комплекса. Также сравниваемые массивы имеют одинаковый изотопный возраст (~1.87 млрд лет), что будет показано ниже.



Рис. 1.77. Фотографии гранитов (а) и жильной фации (б) Кузнеченской интрузии. По форме контакта гранитов и дайки (серое) можно оценить сложную складчатость в гранитах

На Карельском перешейке рассматриваемые порфировидные калиевые граниты представлены крупными (30–80 км²) массивами: Лесогорским, Кузнеченским, Заветнинским, Лазурным, Бородинским и некоторыми другими. Они слагают также многочисленные малые тела. Эти граниты имеют сложную морфологию, прорывают вмещающие породы лахденпохской метаморфической серии и интрузии плагиогранитов возраста 1.89–1.87 млрд лет [Балтыбаев и др., 2009а]. Химические составы описываемых гранитов также схожи. Содержание SiO₂ коррелирует с содержанием других петрогенных элементов и в целом характерно для ряда гранодиорит – гранит – лейкогранит. У части массивов составы пород (как химические, так и минералогические) могут заметно варьировать, в то время как у некоторых массивов (например, Бородинский, Лазурный, Кузнеченский) такие вариации минимальны.

Все порфировидные К-граниты обладают признаками, соответствующими коровым гранитам S-типа. Для гранитов характерны значимые положительные корреляции петрогенных «мафических» Mg, Fe, Ca с такими элементами, как Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn. Важно отметить, что с Mg, Fe, Ca, Mn, Ti положительно коррелируют Y, Nb, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta. При этом с легкими РЗЭ (La, Ce) коррелирует положительно только часть указанных редкоземельных элементов, и нет значимых корреляций с петрогенными элементами.

Изотопные возрасты порфировидных гранитов, согласно данным по 36 плутонам Северного Приладожья и Финляндии, образуют непрерывный тренд от наиболее древних – 1.87–1.86 млрд лет до наиболее молодых – 1.80–1.79 млрд лет [Балтыбаев и др., 2004в, 2016а; Kurhila et al., 2011].

Порфировидные микроклиновые граниты тесно ассоциированы с зоной развития мигматизированных метапелитов с гранитной лейкосомой в приозерской зоне калиевых мигматитов.

Рассматриваемые плутоны широко распространены не только на территории Южного домена, но и в пределах финской части Свекофеннского орогена, образуя более чем 500-километровый субширотный пояс, протягивающийся от Карельского перешейка России до Аландского архипелага Финляндии. Характерный пространственный парагенезис калиевых мигматитов и порфировидных гранитов на огромной территории в южной части Финляндии позволил в свое время выделить позднесвекофеннскую гранит-мигматитовую зону [Ehlers et al., 1993].

Q-Ab-Og диаграмма (рис. 1.78), отражающая составы порфировидных гранитов и лейкосом, мезо-, меланосом гнейсов из рамы, иллюстрирует, что состав гранитов соответствует эвтектическому и может быть получен путем смешения составов лейкосом мигматитов и комплементарных им частей гнейсов.

Сходные графики распределения малых и редкоземельных элементов выявляются у лейкосом мигматитов и гранитов рассматриваемого региона (рис. 1.79).

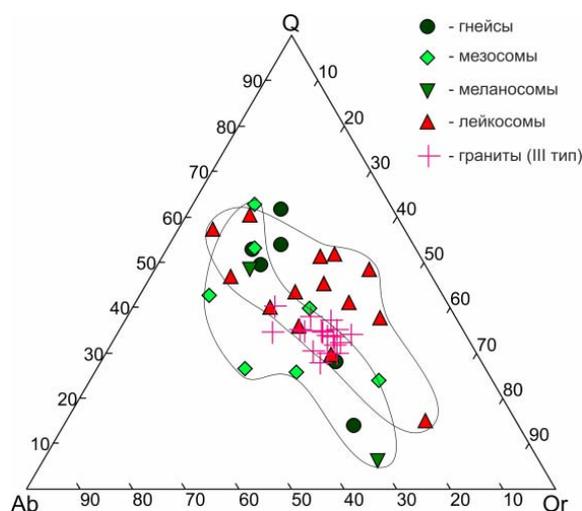


Рис. 1.78. Q-Ab-Og диаграмма, отражающая составы мигматизированных гнейсов и калиевых гранитов Южного домена Приладожья. Контурами обведены поля лейкосом и мезо- и меланосом. Обращает на себя внимание то, что состав гранитов может быть получен путем смешения составов комплементарных лейкосоме частей мигматитов. Состав гранитов соответствует эвтектическому, с минимальной температурой плавления

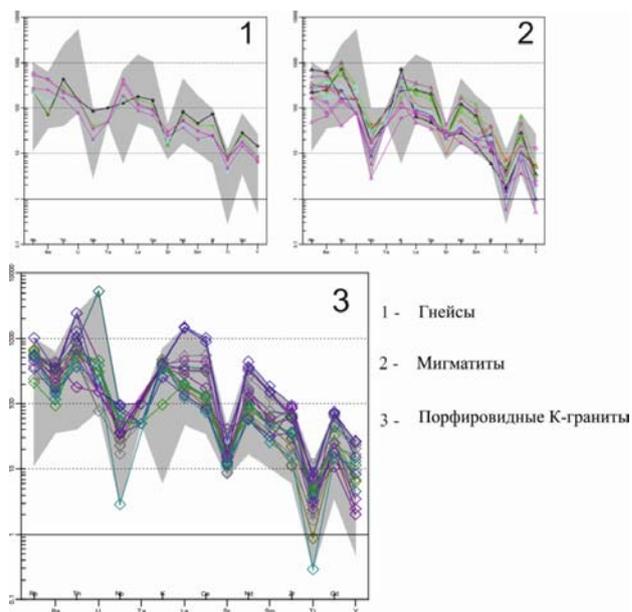


Рис. 1.79. Мультиэлементные диаграммы для калиевых порфиридных гранитов, а также вмещающих их гнейсов и мигматитов Южного домена. Серым цветом показана область, занимаемая всеми породами. Обращает на себя внимание близость спектров распределения для гнейсов, лейкосом мигматитов и гранитов, хотя последние отличаются высоким суммарным содержанием элементов

Кузнеченский массив площадью более 50 км² расположен к северо-западу от г. Приозерска (рис. 1.73). Вмещают массив интенсивно мигматизированные биотитовые и биотит-гранатовые, гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы. Южный и северный контакты гранитов Кузнеченского массива указывают на прорывание более древние тоналитов Приозерского и Ровненского массивов, соответственно. Повсеместно границы массива осложнены тектонически и нередко маркируются зонами амфиболсодержащих (до амфиболитов) пород. На первично интрузивную природу контактов указывает частое наличие апикальных микроклиновых жил во вмещающих гнейсах и тоналитах. Эти жилы впоследствии были тектонически переориентированы и встречаются обычно в виде линз, залегающих субпараллельно линии контакта.

Массив сложен порфиридными биотитовыми крупнозернистыми гранитами, широко распространены гранатсодержащие разновидности. Породы местами имеют постепенные переходы к более лейкократовым среднезернистым и трахитоидным разновидностям. Основными минералами гранитов являются биотит, плагиоклаз, микроклин, кварц, также присутствует гранат. Как акцессорные минералы известны апатит, циркон, монацит, рудный минерал.

Характерной чертой массива являются субвертикальные зоны милонитизации, которые прослеживаются на сотни метров. Породы массива прорваны маломощными дайками мелкозернистых гранитов. По химическому составу породы Кузнеченского массива относятся к гранитам нормального ряда с калиево-натриевым типом щелочности [Саранчина, 1972; Шинкарев и др., 1994; Великославинский, 1999].

Для определения возраста интрузии были изучены в гранитах циркон и монацит.

Акцессорный циркон (проба Б-2001) представлен двумя морфологическими типами кристаллов. К первому типу отнесены полупрозрачные и прозрачные субидiomорфные кристаллы короткопризматического облика светло-розового цвета. Они имеют зональное внутреннее строение – есть ядра или их реликты, а также тонкую оболочку практически без зональности. Размер зерен меняется от 50 до 200 мкм; $Ku = 1.5-2$. Вторым морфологический тип – полупрозрачные, часто трещиноватые субидiomорфные кристаллы длиннопризматического облика светло-розового цвета. Для них характерна зональность, которая в краевых частях кристаллов заметно нарушается, по-видимому, за счет развития зон метамиктизации. Размер зерен меняется от 50 до 400 мкм; $Ku = 2.5-3.5$.

U-Pb изотопные исследования выполнены как для навесок, так и для единичных зерен циркона, подвергнутых различной степени аэроабразии. Следует отметить, что циркон, в том числе и подвергнутый аэроабразивной обработке, характеризуется высокой степенью дискордантности. Для уменьшения дискордантности была проведена предварительная кислотная обработка циркона, остаток после которой крайне мал, измерен с большой погрешностью и характеризуется незначительной обратной дискордантностью. Фигуративные точки состава циркона второго типа, а также первого типа из фракции <80 мкм и двух кристаллов, выбранных с помощью катодолуминесцентной методики, образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1874 ± 4 млн лет, а нижнее практически отвечает нулю (-27 ± 38 млн лет); СКВО = 0.73 (рис. 1.80). Первое значение в пределах погрешности совпадает с оценкой возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 1862 ± 15 млн лет остатка циркона после кислотной обработки. Несколько более древним возрастом ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) характеризуется циркон первого типа, в ходе аэроабразивной обработки которого удалено около 30 % вещества, что, по-видимому, обусловлено присутствием более древней унаследованной компоненты радиогенного свинца.

Точка изотопного состава монацита, подвергнутого предварительной аэроабразивной обработке, располагается на конкордии, значение его возраста составляет 1851 ± 5 млн лет, СКВО = 0.42, вероятность конкордантности = 0.52 (рис. 1.80, табл. 1.16).

Исходя из морфологических характеристик циркона, указывающих на его магматическое происхождение, значение возраста по верхнему пересечению дискордии с конкордией 1874 ± 4 млн лет принимается за время кристаллизации массива. Конкордантный возраст монацита 1851 ± 5 млн лет, по-видимому, отражает время закрытия его U-Pb системы, отвечающей РТ-условиям метаморфизма амфиболитовой фации. Это в целом согласуется с оценками времени метаморфизма и ультраметаморфизма, проявленного в приладожских гнейсах 1880–1850 млн лет назад.

Бородинский массив площадью более 60–65 км² расположен к западу от г. Приозерска Ленинградской области (рис. 1.73). Вмещают его палеопротерозойские мигматизированные биотитовые и биотит-гранатовые, гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы, метаморфизованные в условиях высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Данный массив по вещественному составу является аналогом Кузнеченской интрузии, но занимает отчетливо другую структурную позицию и, как будет показано ниже, кристаллизуется значительно позднее. По времени образования и положению в шкале событий этот массив следует относить к посторогенному комплексу. Тем не менее он рассматривается в данном подразделе, чтобы в сравнительном аспекте удобнее было изложить изотопно-геохимические и другие особенности всех калиевых порфиroidных гранитов Южного домена.

Массив сложен порфиroidными биотитовыми крупнозернистыми гранитами, местами изредка встречаются гранатсодержащие разновидности. Главными минералами гранитов являются биотит, плагиоклаз, микроклин, кварц, а также иногда гранат. Как акцессорные минералы распространены апатит, циркон, монацит, рудные минералы (сульфиды, магнетит). Породы в основном однородные, лишь местами имеются постепенные переходы от редких среднезернистых массивных к наиболее типичным порфиroidным трахитоидным разновидностям. По химическому составу породы Бородинского массива относятся к гранитам нормального ряда с калиево-натриевым типом щелочности [Саранчина, 1972; Шинкарев и др., 1994; Великославинский, 1999].

В большинстве случаев контакты массива с вмещающими гнейсами проходят по пониженным участкам рельефа, они осложнены тектонически и нередко маркируются зонами гидротермального ожелезнения. Первичная интрузивная природа контактов определяется по наличию апикальных гранитных жил во вмещающих гнейсах.

Поскольку опубликованных в открытой печати изотопных определений U-Pb возраста таких гранитов не было, нами были предприняты работы для восполнения этого пробела.

U-Pb изотопные исследования проводились для двух проб гранитов Бородинского массива (Б-098 и Б-272), в которых изучались монациты (табл. 1.17).

По морфологическим особенностям зерен, размеру, степени прозрачности и цвету монацит подразделен на два типа. К первому типу отнесены прозрачные и полупрозрачные сферические или идиоморфные кристаллы светло-розового, лимонного цвета. Они характеризуются незональным внутренним строением, т.е. не имеют ядер, обрастаний или иных неоднородностей. Размер зерен менее 50 мкм. Второй морфологический тип представлен непрозрачными, часто трещиноватыми субидиоморфными кристаллами темно-желтого или темно-коричневого цвета. Внутреннее строение их также однородно. Размер зерен более 150 мкм.

Таблица 1.16

Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов и монацита из гранита Кузнецкого массива

№	Размер фракции, мкм, и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения							Rho			Возраст, млн лет		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	I, >100, A 10 %, 13 з.	—	U/Pb*	3.4	1376	0.1131 ± 1	0.0540 ± 1	4.3874 ± 132	0.2814 ± 8	0.93	1710 ± 5	1599 ± 5	1849 ± 2				
2	I, <80, A 20 %	0.31	19.2	55.0	444	0.1147 ± 1	0.0913 ± 1	4.7019 ± 94	0.2974 ± 6	0.84	1768 ± 4	1679 ± 3	1875 ± 2				
3	I, -100+80, A 30 %	0.68	20.6	60.9	2507	0.1167 ± 1	0.0818 ± 1	5.1567 ± 103	0.3205 ± 6	0.93	1846 ± 4	1792 ± 4	1906 ± 1				
4	II, >100	0.34	55.9	205	2598	0.1149 ± 1	0.1145 ± 1	4.0090 ± 80	0.2531 ± 5	0.94	1636 ± 3	1455 ± 3	1878 ± 1				
5	II, >80, A 60 %	0.50	14.5	47.1	1994	0.1147 ± 1	0.0772 ± 1	4.6064 ± 92	0.2912 ± 6	0.88	1750 ± 4	1648 ± 3	1875 ± 2				
6	II, -100+80, A 60 %	0.33	21.0	67.1	2478	0.1149 ± 1	0.0835 ± 1	4.7040 ± 94	0.2969 ± 6	0.85	1768 ± 4	1676 ± 3	1879 ± 2				
7	I, CLC, 2 з.	—	U/Pb*	2.6	339	0.1146 ± 3	0.1077 ± 1	4.8872 ± 357	0.3093 ± 22	0.94	1800 ± 13	1737 ± 12	1873 ± 4				
8	II, -100+80, HPФ 2 ч	—	U/Pb*	2.0	221	0.1138 ± 9	0.2555 ± 1	5.3392 ± 448	0.3402 ± 17	0.33	1875 ± 16	1887 ± 9	1862 ± 15				
9	Монацит, A 60 %	0.40	664	645	39 780	0.1133 ± 1	2.4670 ± 1	5.1889 ± 104	0.3322 ± 7	0.97	1851 ± 4	1849 ± 4	1853 ± 1				

Примечание. Изотопные отношения скорректированы на бланк и обычный свинец; A 60 % – количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона; HPФ 2 ч – остаток циркона после кислотной обработки в течение 2 часов; * – навеска циркона не определялась; ед. зерно, CLC – выбор кристалла осуществлялся с помощью катодоминесценции. Выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U-Pb геохронологических исследований единичные кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1M HNO₃. При этом после каждой ступени зерно циркона (или его фрагмент) промывалось особо чистой водой. Разложение и химическое выделение Pb и U проводилось по модифицированной методике Т. Кроу [Krogh, 1973]. Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 50 пг Pb. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом режиме или с помощью электронного умножителя (коэффициент дискриминации для Pb – 0.32 ± 0.11 аем). Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Таблица 1.17

Результаты U-Pb изотопных исследований монацита из гранитов Бординского массива

№ п/п	Тип зерен	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения							Rho			Возраст, млн лет		
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			
№ Б-098																
1	I – прозрачные	3300	845	14 406	0.10975	12.9378	4.8498	0.32049	0.99	1792.1	1793.6	1795.3 ± 0.6				
2	II – коричневые	3036	599	1615	0.10926	17.7637	4.6579	0.30921	0.99	1736.8	1759.7	1787 ± 0.9				
№ Б-272																
3	I – прозрачные	1713	499	2645	0.10974	11.3042	4.8159	0.31828	0.97	1781.3	1787.7	1795.1 ± 0.8				
4	II – коричневые	3743	1068	386	0.11005	11.2213	4.9047	0.32326	0.97	1805.6	1803.1	1800.1 ± 1.7				

Примечание. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и фракционирование; ^b – изотопные отношения, скорректированные на бланк, фракционирование и обычный Pb; Rho – коэффициент корреляции погрешностей отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Разложение и химическое выделение Pb и U проводилось по модифицированной методике Т. Кроу [Krogh, 1973]. Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 50 пг Pb. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом режиме или с помощью электронного умножителя (коэффициент дискриминации для Pb – 0.32 ± 0.11 аем). Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Оба типа монацита имеют близкие содержания U и Pb (табл. 1.17). На диаграмме с конкордией фигуративные точки изотопного состава монацита располагаются на линии конкордии или очень близко к ней (рис. 1.81). Исключение составляет точка состава темно-коричневого монацита второго типа (табл. 1.17, проба Б-098, п. 2, рис. 1.81), которая демонстрирует заметную дискордантность, вероятнее всего связанную с частичной потерей Pb.

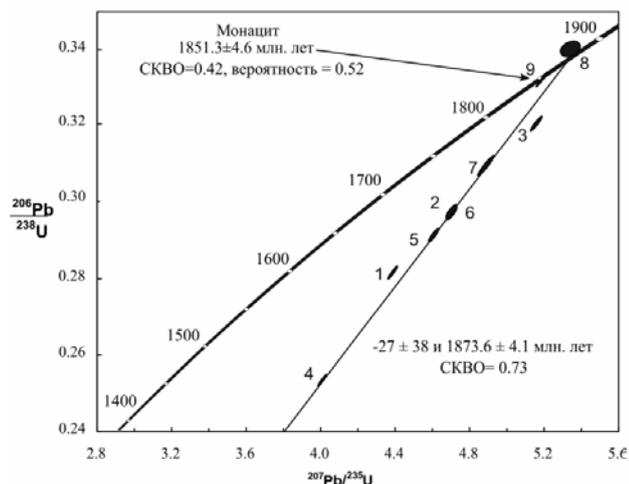


Рис. 1.80. Диаграмма с конкордией для циркона и монацита из пробы Б-2001 гранита Кузнеченского массива

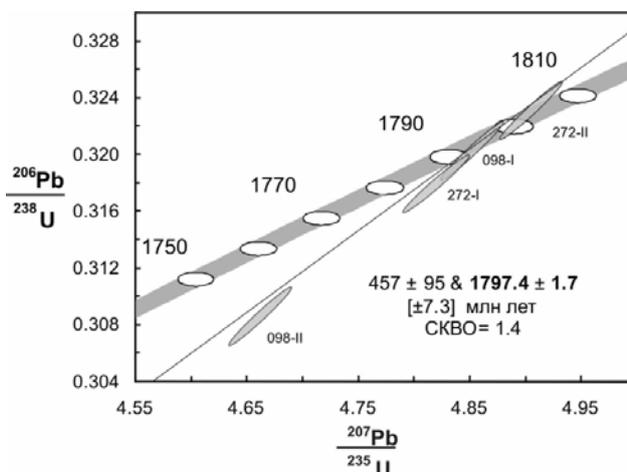


Рис. 1.81. Диаграмма с конкордией для монацита из двух проб гранита Бородинского массива

При расчете возраста с использованием всех измеренных составов монацита верхнее пересечение линии дискордии с конкордией соответствует значению возраста 1797 ± 2 млн лет, СКВО = 1.4. Нижнее пересечение дискордии, хотя и значительно отличается от нуля (457 ± 95 млн лет), вряд ли заслуживает особого внимания, так как оно определяется единственной сильноудаленной от нижнего пересечения близконкордантной фигуративной точкой (098-II на рис. 1.81). Поэтому в данном случае возраст по нижнему пересечению дискордии с конкордией интерпретируется нами как не имеющий геологического смысла. Однако выше, при описании Приозерской интрузии, мы отметили, что в регионе устанавливается факт переуравновешивания U-Pb системы циркона около 400 млн лет назад.

Время кристаллизации гранитов Бородинского массива определяется по конкордантному U-Pb возрасту монацита как 1797 ± 2 млн лет.

Несмотря на такой относительно молодой возраст, эти граниты имеют необычный изотопный состав свинца, указывающий, вероятно, на нижнекоровое происхождение магмы, из которой образовались бородинские граниты [Балтыбаев и др., 2016б].

Рассмотрим результаты анализа изотопного состава свинца полевых шпатов калиевых гранитов, позволяющие судить об источнике (или источниках) вещества калиевых порфировидных гранитов.

Для изотопно-геохимического анализа калиевых гранитов были изучены Pb изотопные системы калиевого полевого шпата – минерала с низким U/Pb отношением. Известно, что такие минералы, не подвергнутые после образования термальному воздействию, в ходе которого могут перераспределиться элементы, должны отражать свинец источника пород. Иначе говоря, Pb изотопный состав таких минералов является генетической меткой происхождения магматических пород [Doe, 1970].

На диаграммах (рис. 1.82, а, б) представлены Pb изотопные данные и показаны кривые эволюции Pb по моделям [Stacey, Kramers, 1975] и [Zartman, Doe, 1981]. Фигуративные точки $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопных составов Kfs всех гранитов и используемых для сравнения лейкосом располагаются выше кривой накопления Pb по [Stacey, Kramers, 1975], что свидетельствует о коровом происхождении этих образований.

Отметим, что Pb система гранитов из массивов Пруднинский, Кузнеченский, Лесогорский и Лазурный, возраст которых по цирконам около 1870 млн лет, соответствует более низким модельным значениям возраста 1700–1760 млн лет.

На графике $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 1.82, б) фигуративные точки Kfs лейкосом и гранитов находятся вблизи кривых накопления Pb верхней коры по модели «плюмботектоника» [Zartman, Doe, 1981]. Точки изотопных отношений свинца Kfs Бородинского массива смещены в область нижней коры, которая характеризуется повышенными значениями отношений $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$.

Участие нижнекорового материала при образовании гранитов Бородинского массива согласуется и с данными графика $\mu_2 - \kappa_2$ (рис. 1.82, в), представляющего соотношение $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ для источников пород в рамках модели [Stacey, Kramers, 1975]. I квадрант соответствует породам с обогащенным U источником – верхней континентальной коре. II квадрант отвечает породам с источником, претерпевшим этап обеднения U относительно Th (что привело к повышению величины κ_2). Такой источник может отвечать древней архейской коре, подвергнутой в протерозое гранулитовому метаморфизму. В III квадрант попадают породы, источник которых соответствует мантии. В IV квадранте находятся породы, источником которых является нижняя континентальная кора. Низкая величина μ_2 у этой коры свидетельствует о потере U, что приводит к повышению значения κ_2 .

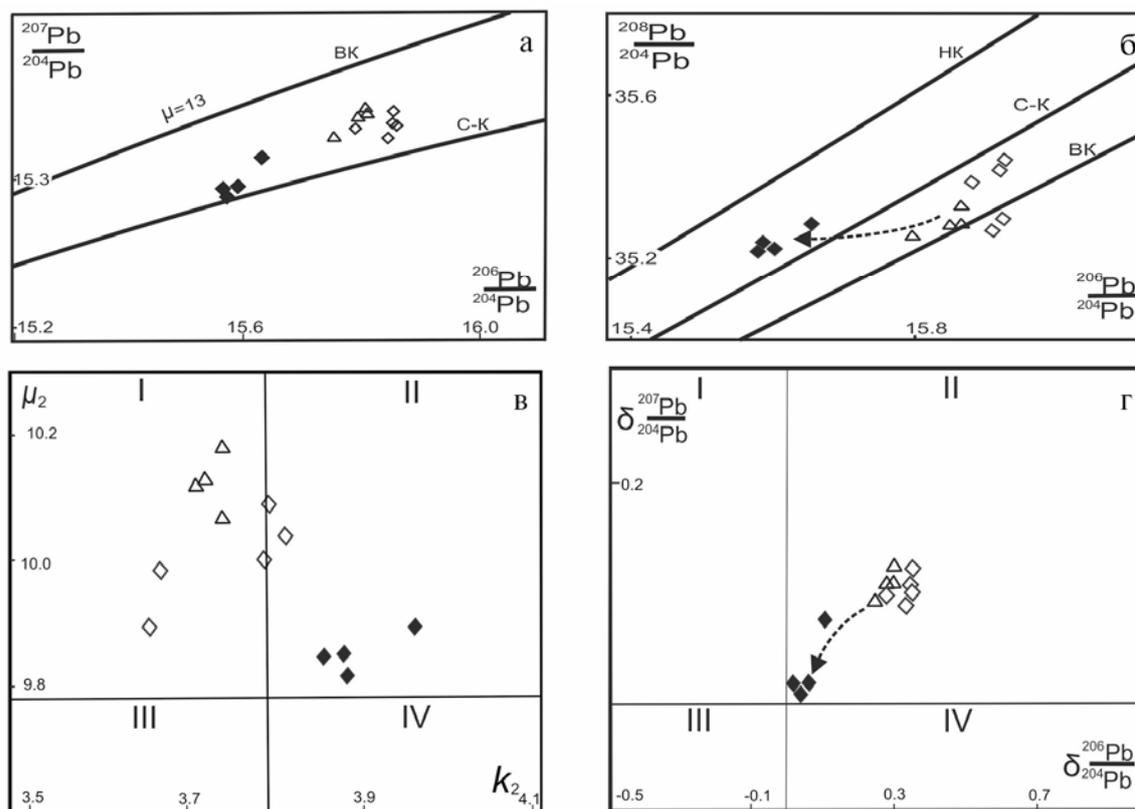


Рис. 1.82. Графики изотопного состава Pb калиевого полевого шпата из калиевых гранитных массивов Южного домена Приладожья [Балтыбаев и др., 2016б]:

а – график $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ с изотопными составами изученных пород и кривыми эволюции Pb, отвечающими верхней коре (ВК, $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 13$), модели Стейси-Крамера (С-К); б – график $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ с точками составов пород и кривыми эволюции Pb в нижней (НК) и верхней (ВК) коре, а также модели Стейси-Крамера [Stacey, Kramers, 1975]. Направление линии тренда смещения составов от ВК к НК показано стрелкой; в – график $\mu_2 - \kappa_2$ с отражением изученных пород, пояснения даны в тексте; г – график $\delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - \delta^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Направление линии тренда смещения составов показано стрелкой, другие пояснения даны в тексте. На всех рисунках ромбом с заливкой выделены граниты Бородинского массива

На графике видно, что все точки составов Kfs из гранитов и лейкосом располагаются в области верхней континентальной коры, при этом составы Kfs гранитов Бородинского массива находятся на тренде между II и III квадрантами, соединяющем верхнюю и нижнюю кору. Такой тренд свидетельствует о гетерогенной природе коровых источников гранитов Бородинского массива и возможной примеси архейской нижней континентальной коры.

Вероятная примесь в гранитах Бородинского массива материала более древней коры подтверждается и их сравнительно низкой величиной $\epsilon_{\text{Nd}} \sim (-1.7 \div -3.3)$, тогда как у других гранитоидов района, включая упомянутые здесь, $\epsilon_{\text{Nd}} \sim (-0.5 \div -1.0)$.

Можно предположить, что влияние архейской коровой компоненты на изотопно-геохимический состав калиевых магм, кристаллизация которых происходила около 1.8 млрд лет, обусловлена тектонической гетерогенизацией разрезов [Балтыбаев и др., 2009а]. Таким событием, скорее всего, было надвигание блока свекофеннских пород на окраину архейского кратона около 1.86 млрд лет назад.

Кильполская интрузия гранатсодержащих гранитов

Основной тип пород выделяемого комплекса – гранатовые лейкограниты. Эти породы имеют незначительное развитие на островах Кильпола и Вавасари. Для гранитов о. Вавасари установлено, что они секутся дайками метадiorитов. Особенность лейкогранитов в том, что при высоком содержании калиевого полевого шпата они почти не содержат биотита; содержание граната достигает 15–20 %. Состав гранитоидов позволяет относить их к S-гранитам, обязанным своим появлением анатексису в условиях высокотемпературного метаморфизма. Граниты местами сильно разгнейсованы, имеют гранобластовые структуры. Как для кильполских, так и вавасарских гранитов характерно высокое содержание оптически видимых флюидных включений в породообразующих минералах. Изученная проба Б-2000-29 взята с северо-восточной оконечности о. Кильпола Ладожского озера. Для этой пробы получен конкордантный U-Pb ID TIMS возраст по монациту 1867 ± 4 млн лет (табл. 1.14, рис. 1.83).

Ближний возраст получен для гранитов (1868 ± 6 млн лет) и связанных с ними габбро (1870 ± 8 млн лет), обнажающихся на о. Путсари [Konopelko, Eklund, 2003].

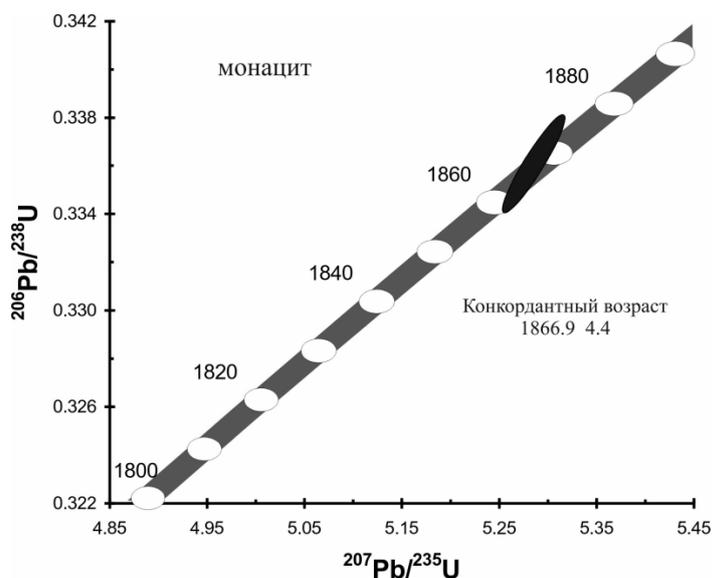


Рис. 1.83. Диаграмма с конкордией для монацита Кильполского массива

В то же время вавасарские граниты оказались наиболее древними среди этого типа гранатсодержащих гранитов, их возраст по данным U-Pb датирования циркона и монацита определяется как ~1877 млн лет [Балтыбаев и др., 2009а].

Лавиярвинский метадiorит-гранитовый позднеорогенный комплекс

К позднеорогенному этапу относятся массивы лавиярвинского метадiorит-трондьемитового и тервуского метадiorит-гранитного комплексов, которые картируются в разных зонах Приладожья и связаны с разными структурными обстановками.

Лавиярвинский метадiorит-гранитовый комплекс приурочен к Мейерской надвиговой зоне и представлен мелкими и малочисленными интрузивными телами. Наиболее ранние его проявления – маломощные (дециметры и первые метры, редко более) дайки основного и среднего состава, сложенные биотитовыми и биотит-роговообманковыми метадiorитами и ортоамфиболитами, местами подвергшимися слабой мигматизации. Наиболее крупная интрузия расположена в районе пос. Лавиярви и имеет мощность около 5 м при длине 140 м. Как правило, метаморфизованные дайки, особенно маломощные, сильно деформированы, смяты в складки, местами сжатые, вплоть до изоклинальных, будинированы. Сланцеватость в дайках параллельна их контактам, пересекающим сланцеватость вмещающих пород. Описанные отношения свидетельствуют о двух стадиях метаморфизма и мигматизации – додайковой и последайковой. Относительный возраст метаморфических и деформационных преобразований второй стадии определяется тем, что дайки пересекают тоналиты лауватсарско-импиниемского комплекса.

К следующей фазе комплекса относятся трондьемиты, которые слагают мелкие интрузии и жильные тела, большей частью согласные с общей структурой вмещающих гнейсов Мейерской надвиговой зоны. Трондьемиты подверглись интенсивному рассланцеванию, определившему облик этих пород

и морфологию слагаемых ими тел; жильные тела трондьемитов наблюдались во всех более древних породах, включая дайки лавиярвинских метадiorитов. Трондьемиты, как правило, лейкократовые породы с метаморфогенным биотитом и мусковитом; гранат, в отличие от предшествовавших тоналитов, в них практически не встречается.

Заключают становление комплекса жильные двуполевошпатовые лейкограниты, которые в большинстве своем характеризуются крупнозернистым, нередко пегматоидным строением. Их связь с предшествовавшими трондьемитами не доказана; жильные пегматоидные граниты распространены значительно шире и не только в Мейерской надвиговой зоне, но и за ее пределами. Возможно, они относятся к более молодому комплексу.

Тервуский метадиорит-гранитовый позднеорогенный комплекс

Этот позднеорогенный комплекс представлен Тервуским плутоном (рис. 1.73), который приурочен к тектонической зоне СВ простирания. С плутоном пространственно связаны многочисленные дайки и малые пластовые тела рассматриваемого комплекса.

Тервуский плутон имеет на дневной поверхности форму вытянутого в СВ направлении параллелепипеда площадью около 30 км². Плутоном сложен однородными лейкократовыми двуслюдяными двуполевошпатовыми метаморфизованными гранитами. Жильные аплит-мигматитовые тела встречаются лишь спорадически, редки и ксенолиты.

Судя по строению южного и юго-восточного контактов Тервуского плутона, можно говорить о пологом погружении нижней контактовой поверхности к северу. По-видимому, современный выход плутона представляет собой эродированную приподошвенную часть обширного близгоризонтального гранитного тела. Вдоль южного контакта плутон подстилается зоной сплошного развития эруптивных брекчий, которые состоят из крупных (до первых метров) глыб мигматитов и кварцевых диоритов лауватсарско-импиниевского комплекса. Эти брекчии сцементированы тервускими гранитами. Западная и восточная экзоконтактовые зоны плутона характеризуются изобилием гранитных даек, рассекающих вмещающие породы в разных направлениях – от СВ до СЗ и от вертикального до горизонтального. По существу, это те же зоны брекчий, лишь менее насыщенные жильным материалом гранитов. Дайковая свита состоит из нескольких генераций пересекающих друг друга гранитных пород, аналогичных двуполевошпатовым гранитам плутона, но в ранних генерациях они более мелкозернистые, иногда порфириовидные. Самая ранняя генерация даек сложена мелкозернистыми метадиоритами и диоритовыми порфиритами; наличие порфириовых фаций говорит о внедрении первых небольших порций магмы в относительно холодную среду. Метадиориты встречаются в виде самостоятельных пластовых тел на удалении от плутона. Известны метадиориты и в виде включений внутри плутона, а также в зоне вышеописанных эруптивных брекчий.

Основная разновидность пород комплекса – двуполевошпатовые граниты. Кроме калиевого полевого шпата и плагиоклаза присутствуют биотит и кварц. В виде аксессуарных минералов встречаются апатит, циркон, ильменит, магнетит. Иногда заметно развит в гранитах мусковит как наложенный минерал.

Метаморфизм выражен в повсеместном развитии бластокатакlastических структур и в интенсивной мусковитизации по биотиту и полевым шпатам; в зависимости от интенсивности их проявления меняются облик и окраска пород, что обуславливает грубополосчатую текстуру пород плутона. Иногда метаморфизованные граниты пересекаются практически такими же, но менее измененными, а иногда, наоборот, сильнее рассланцованными гранитами. Все это указывает на становление массива в ходе деформационных процессов. Направление кливажа и полосчатости очень выдержанное: они имеют СВ 60–80° простирание при субвертикальном падении. На высокую интенсивность пластических деформаций указывают складчатые формы жильных тел внутри плутона и в его обрамлении.

Ранее известные U-Pb, Rb-Sr геохронологические данные [Лобач-Жученко и др., 1974; Котов и др., 1992] о возрасте плутона требовали уточнения, так как они были основаны на аналитических и методических возможностях прошлых лет, которые существенно улучшились с тех пор.

Тервуская интрузия, проба Б-99-7, гранит. Из гранита были выделены две разновидности циркона. Первая представлена прозрачными, розовыми, короткопризматическими, субидиоморфными, зональными кристаллами. Длина кристаллов составляет 30–200 мкм, коэффициент удлинения $1.3 < K_u < 2.0$. Вторая разновидность, преобладающая, – цирконы призматические и длиннопризматические, мутные, розово-желтого цвета, грубозонального строения. Длина кристаллов 40–300 мкм, $2 < K_u < 4$. В режиме BSE цирконы первой и второй разновидностей характеризуются однородным строением с небольшими изменениями в краевых частях кристаллов. Содержание урана варьирует от 370 до 970 мкг/г, $0.19 < Th/U < 0.32$.

Флюидные включения встречаются примерно в 30 % выборки из ~70 зерен пробы; в густоокрашенных зернах их несколько больше. Включения как единичные, так и планарные группы из 5–6 включений. Фазы внутри включений не различаются. Отмечены в зернах циркона округлые твердые фазы, иногда они игольчатые. Длина последних достигает 20 % длины зерна циркона. Часто включения сосредоточены по 1–2 зонам роста циркона. В некоторых зернах циркона повышенная концентрация включений отмечается в краевой части. Трещиноватость зерен заметная: от 1–2 до 5–6 трещин на зерно.

По морфологическим признакам и пониженному содержанию U цирконы первой разновидности имеют, вероятно, раннемагматическое происхождение, а цирконы второй – позднемагматическое.

Принимая во внимание относительно более высокие значения возраста $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ в абрадированных зернах циркона (фракции 17 и 18, табл. 1.14), по-видимому, за счет наличия более древнего унаследованного радиогенного свинца, изохронные построения выполнены по трем точкам (фракции № 15, 16, и 19). Возраст, определенный по верхнему пересечению с конкордией, составляет 1860.8 ± 2.6 млн лет, СКВО = 0.007 и интерпретируется нами как время образования гранита (табл. 1.14, рис. 1.84).

Конкордантный (с вероятностью 0.44 при 95%-м уровне значимости) возраст для жильной фации гранита по монациту равен 1849.7 ± 4.4 млн лет (табл. 1.14).

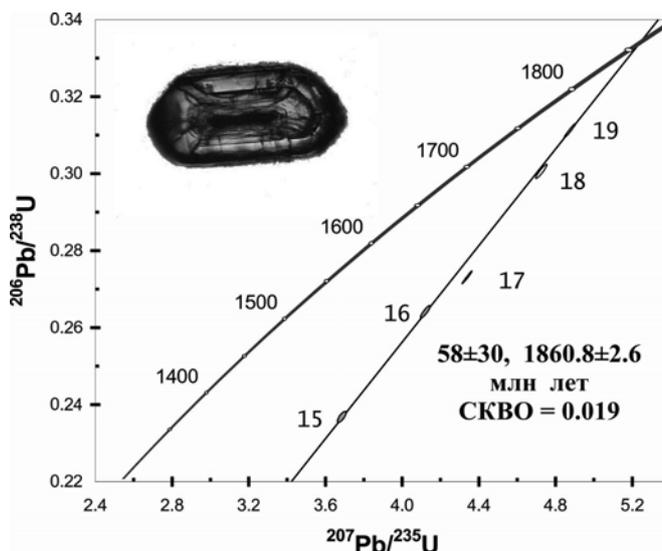


Рис. 1.84. Диаграмма с конкордией для циркона из гранитов (проба Б-99-7) тервуского массива. Показан также наиболее характерный тип циркона. Цифры около эллипсов соответствуют номерам проанализированных фракций цирконов (табл. 1.14)

1.3.3. Посторогенные (около 1.80 млрд лет) интрузии

В соответствии с выделяемыми на юге Фенноскандинавского щита четырьмя группами свекофеннских и постсвекофеннских гранитоидов [Sederholm, 1934] к третьей, посторогенной, группе магматических образований в Приладожье относятся интрузии нескольких комплексов [Богачев и др., 1999], из которых Элисенваарско-Вуоксинский шошонитовый и Маткасельский пегматит-лейкогранитовый являются наиболее представительными.

Элисенваарско-Вуоксинский комплекс

Интрузии Элисенваарско-Вуоксинского комплекса (Вуокса, Оярви, Кайвомяки, Райвимяки и др.) входят в состав субширотного пояса (протяженность ~600 км) проявления посторогенного магматизма, протягивающегося от Аландского архипелага (Финляндия) до западного побережья Ладожского озера (рис. 1.85).

В Западном Приладожье посторогенный магматизм представлен двумя относительно крупными плутонами – Вуоксинским и Оярви (60–80 км²), малыми интрузиями Элисенваарской группы (до 6 км²), Бородинским массивом [Балтыбаев и др., 20166], роем даек известково-щелочных лампрофиров района Акионсалми-Калто [Иващенко, Лавров, 1993; Иващенко, 1999] и единичными дайками к югу (Иван-остров) и к северу (Реускула, Тюннюрсари, Мейери) от него. К этому же магматизму, вероятно, относятся Прудинский, Островской массивы [Богачев и др., 1999а, б]. Максимум проявления лампрофирового магматизма находится над центральной частью интенсивной положительной региональной гравитационной аномалии, характеризующейся повышенным градиентом теплового потока и электропроводности и интерпретируемой как глубинный магматический (мантийный) диапир [Гинтов и др., 1987] или крупный нескрытый массив ультрамафитов.

Широкие вариации состава пород, слагающих посторогенные интрузии, с преобладанием в одних мафитов, а в других гранитоидов, присутствие экзотических апатитоносных ультрамафитов, обогащенных легкими REE, P, Ba, Sr, плохая обогащенность обусловили появление противоречивых суждений об их происхождении и формационно-возрастной принадлежности [Хазов, Иващенко, 1980; Хазов и др., 1993; Иваников и др., 1996; Конопелько, Левченков, 1996 и др.].

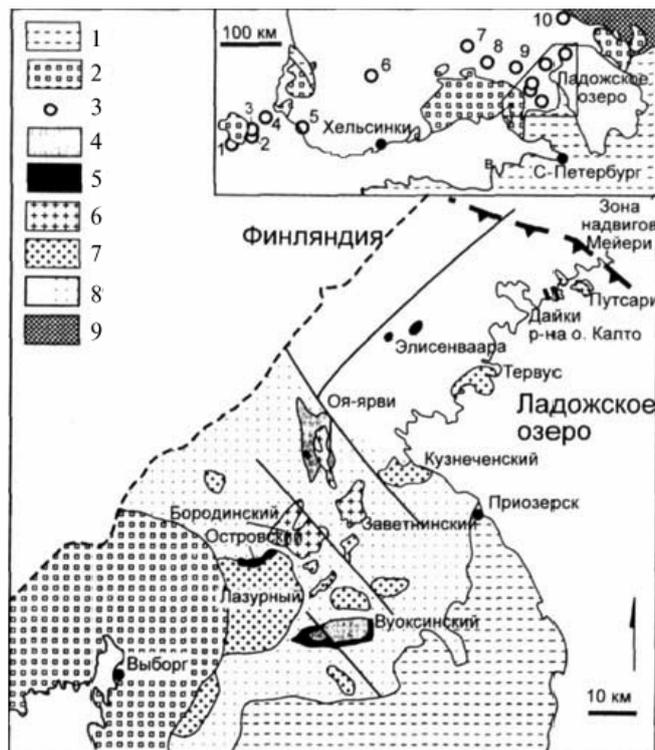


Рис. 1.85. Схема размещения посторогенных интрузий на юге Фенноскандинавского щита с учетом работ ПГО «Севзапгеология» [Шульдинер и др., 1995; Eklund et al., 1998; Балтыбаев и др., 2000, 2016а; Rutanen, 2010; Woodard, 2010]:

1 – рифей и фанерозой; 2 – граниты рапакиви; 3 – посторогенные интрузии (на врезке): 1 – Лемланд, 2 – Моссхага, 3 – Сеглинге, 4 – Ова, 5 – Куунсилта (Турку), 6 – Хаменлинна, 7 – Халнанен, 8 – Люонтери, 9 – Эраярви (Парккиля), 10 – Петраваара; 4 – кварцевые монцониты, граниты; 5 – мафиты; 6, 7 – позднеорогенные граниты: возраста 1.83–1.87 млрд лет (6), прочие (7); 8 – свекофенниты; 9 – архей; точками обозначена область развития калиевых мигматитов и гранитизации в Приладожье

монцодиоритов и монцосиенитов; средние и кислые породы – монцониты, кварцевые монцониты, щелочнополевошпатовые сиениты, гранодиориты, граниты [Хазов и др., 1993; Иваников и др., 1995, 1996; Конопелько, 1997; Богачев и др., 1999а и др.].

Породы Элисенваарско-Вуоксинского комплекса, по ряду критериев относящиеся к разным фациям глубинности и щелочности, не содержат оливина, фельдшпатоидов и щелочных темноцветных минералов. В них широко проявлены полигенерационность минералов, резкая текстурная и структурная неоднородность, такситовое строение, совмещенные парагенезисы и др. Породы обеих серий посторогенных интрузий, вне зависимости от их кремнекислотности, характеризуются однотипностью минерального состава (клинопироксен, амфибол, биотит, калишпат, плагиоклаз, апатит, ортит, титанит, магнетит, кварц), отличаясь только их количественными соотношениями; выдержанным составом

Интрузии прорывают свекофенские вулканогенно-осадочные образования, метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фации, с широким проявлением мигматизации и позднеорогенных калиевых гранитов S-типа. Они не испытали метаморфических преобразований и существенных деформаций, характеризуясь овальной морфологией и неотчетливым кольцевым строением. Размещение интрузий контролируется глубинными разломами СВ и СЗ простирания в районе Элисенваары и субширотными южнее массива Оя-ярви. Их становление происходило в гипабиссальных условиях. Наличие в ряде массивов эксплозивных фаций с ксенолитами пород, отсутствующими на современном эрозионном срезе, свидетельствует о высокоскоростном режиме внедрения формирующих их расплавов на верхнекоровый уровень.

Формационно-возрастными аналогами интрузий Элисенваарско-Вуоксинского комплекса на сопредельной территории Финляндии являются массивы Лемланд, Моссхага, Ова, Сеглинге (Аландские острова), Люонтери, Паркиля, Петраваара (ЮВ Финляндия), становление которых происходило в достаточно узкий временной интервал – 1803 ± 2 и 1770 ± 2 млн лет [Nurmi, Naapala, 1986; Suominen, 1991; Konopelko et al., 1998].

Строение посторогенных интрузий Приладожья определяется в основном двумя магматическими сериями: ультрамафит* -мафиты, варьирующие по составу от калиевых апатитоносных биотит-пироксен-амфиболовых пород и известково-щелочных лампрофиров, умереннощелочных габброидов до кварцевых диоритов,

* Выделяемые в составе посторогенных интрузий Приладожья ультрамафиты являются в некотором роде экзотическими породами, не вполне соответствующими этому наименованию. По химическому составу, за счет высоких содержаний биотита, апатита и магнетита, они соответствуют ультраосновным породам, а по содержанию темноцветных минералов – к основному и даже среднему. Содержание пироксена в них не превышает 35–40 % [Хазов и др., 1993], т. е. они не могут называться пироксенитами. В соответствии с современными требованиями к номенклатуре магматических пород [Петрографический..., 2009] термин «ультрамафитовый» и «ультраосновной» не являются синонимами, поэтому посторогенные ультрамафиты в Приладожье выделяются в какой-то мере условно, по минералого-петрографическим особенностям они соответствуют умеренно щелочным меланократовым габбро и диоритам.

акцессорных минералов, среди которых преобладают апатит, магнетит, титанит, ортит, циркон, монацит, ильменит, барит, целестин; практически одинаковым составом главных породообразующих минералов; повышенными содержаниями Р, Ва, Sr, Ti, Pb, редкоземельных элементов цериевой группы и калиевой щелочностью [Хазов, Иващенко, 1980, 1982; Хазов и др., 1993; Иваников и др., 1995, 1996; Конопелько, 1997 и др.]

В массивах Элисенваарской группы широко распространены породные разновидности с лампрофировыми структурами, фенокристовые выделения пироксена в которых насыщены идиоморфными включениями апатита (рис. 1.86), и мегакристами биотита, пироксена, апатита (рис. 1.87). Характерны также следы резорбции фенокристов с обрастанием каймами титанита и ортита, свидетельствующими о неравновесных условиях кристаллизации.

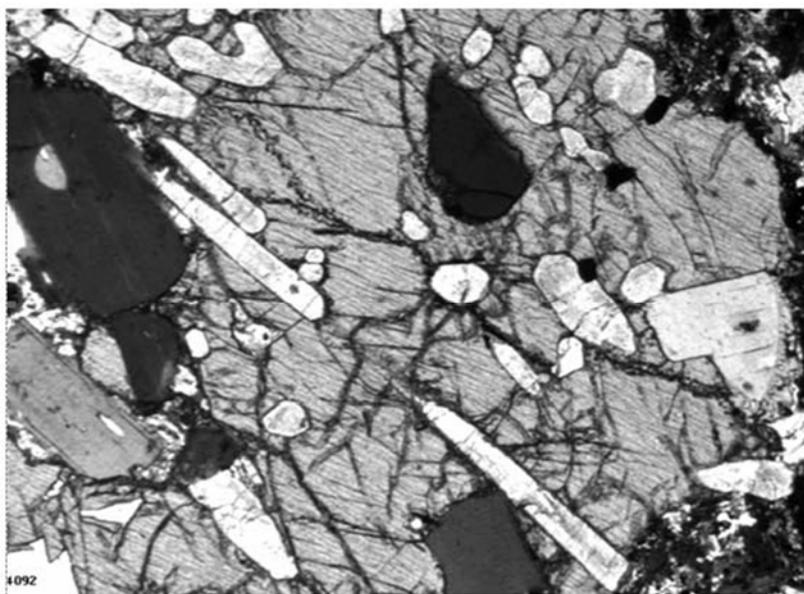


Рис. 1.86. Пироксен с включениями апатита

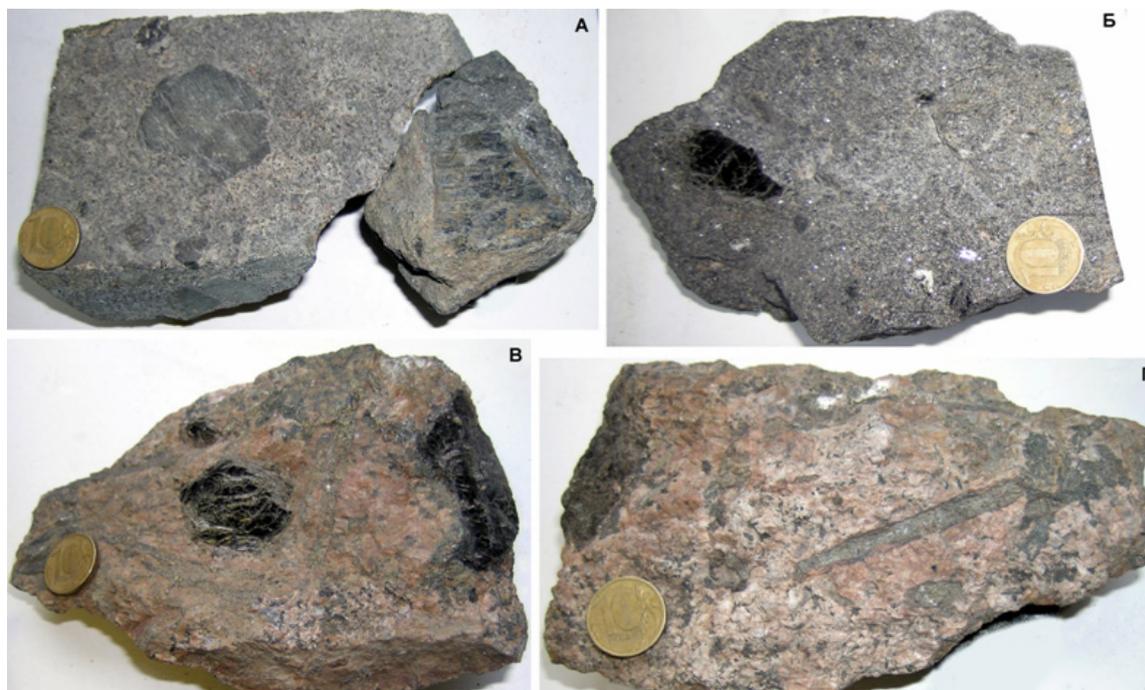


Рис. 1.87. Мегакристы в породах Элисенваарской группы интрузий:

А – клинопироксен в керсантите; Б – магниальный биотит в керсантите; В, Г – магниальный биотит (темное), зеленовато-серые длиннопризматические кристаллы – поздний апатит

*Вуоксинский плутон** является самым крупным и наиболее представительным по видовому набору пород массивом в составе рассматриваемого комплекса. Он расположен на Карельском перешейке между городами Выборгом и Приозерском. Вмещающими породами служат в различной степени мигматизированные нерасчлененные гнейсовые толщи. Он приурочен к пересечению глубинных разломов северо-восточного и северо-западного простираний. По форме это пологозалегающее пластинообразное тело мощностью до 1 км в западной части, на современном эрозионном срезе имеющее форму субширотно ориентированного овала площадью ~60 км² (рис. 1.88). Массив полого (45–50°) погружается на юг, выклиниваясь на глубине 0.4–1.0 км. Он имеет концентрическое строение: в краевой части развиты мафиты, в виде открытого на север полукольца окаймляющие кварцевые монцониты его центральной части. Сбросами СЗ-простирания массив разделен на два блока. В западном блоке доминируют мафиты с небольшими телами калиевых апатитоносных ультрамафитов мощностью 15–75 м. В восточном блоке преобладают порфиридные кварцевые монцониты, граносиениты. Среди пород массива встречаются многочисленные субсогласные пластины плагиомикроклиновых гранитов, соотношение которых с остальными породами массива неоднозначное, позволяющее интерпретировать их и как секущие дайки, и как пластинчатые ксенолиты с контактами, параллельными гнейсовидности-трахитоидности вмещающих их пород.

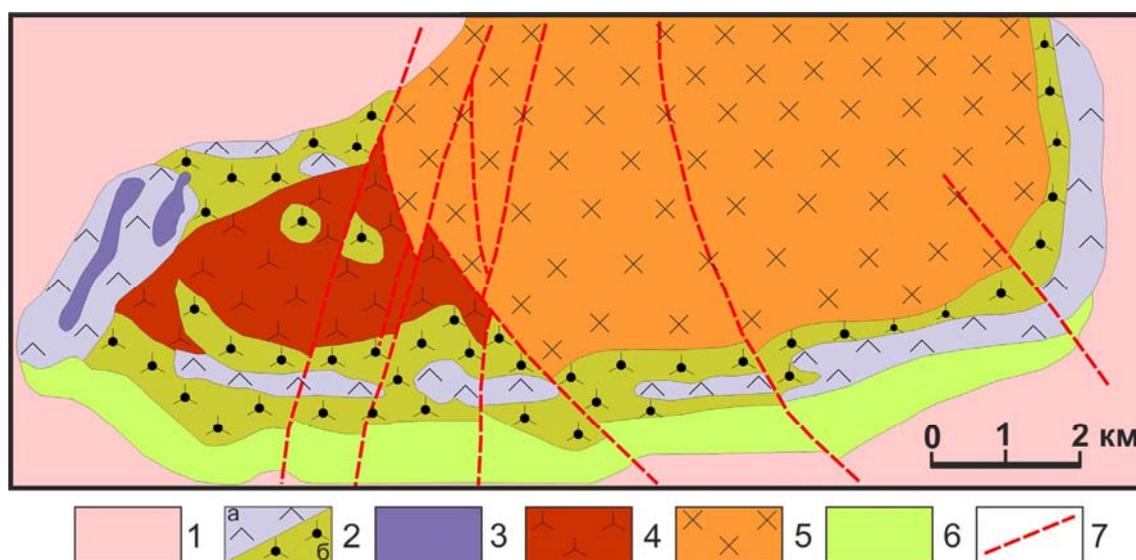


Рис. 1.88. Схема геологического строения Вуоксинского массива [Иваников и др., 1995]:

1 – гнейсы; 2–5 – породы Вуоксинского массива: 2, 3 – первой фазы: 2а – пироксенсодержащие биотит-амфиболовые диориты и монцодиориты, обогащенные апатитом и рудным минералом, 2б – биотит-амфиболовые диориты, монцодиориты и их кварцевые разновидности; 3 – зоны развития мелких тел апатитосодержащих полевошпатовых пироксенитов; 4, 5 – второй фазы: 4 – равномернозернистые биотит-амфиболовые монцониты и сиениты и их кварцевые разновидности, 5 – порфиридные биотит-амфиболовые кварцевые монцониты, кварцевые сиениты, граносиениты; 6 – погруженная часть массива; 7 – разрывные нарушения

Возраст Вуоксинского массива составляет 1808 ± 47 млн лет (U-Pb, циркон) [Конопелько, Левченков, 1996; Шульдинер и др., 2000]. В его строении участвуют три интрузивные фазы: апатитоносные ультрамафит-мафиты, мезократовые и кварцсодержащие породы ряда диорит – монцодиорит – монцонит; биотит-амфиболовые кварцевые монцониты – кварцевые сиениты и граносиениты; дайки микродиоритов, лампрофиров и жилы биотитовых гранитов.

Апатитоносные мафиты и ультрамафиты по геолого-геофизическим данным слагают пластовые или линзовидные тела мощностью 15–75 м. Это мелко-среднезернистые породы с массивными, гнейсовидными и линейными текстурами, состоящие из переменных количеств клинопироксена, биотита, обыкновенной роговой обманки, щелочного полевого шпата, плагиоклаза (олигоклаз-андезин), апатита. Меланократовые минералы составляют 60–90 %. Содержание апатита достигает 15 % при среднем около 4–5 %. Акцессорные минералы (в порядке убывания): титаномагнетит, титанит, циркон, алланит, пирит, ильменит, флюорит, карбонат.

* Характеристика дается по [Богачев и др., 1999а, б].

Примечательным для даек микродиоритов и лампрофиров является присутствие лабрадора, притом что в остальных породах массива основность плагиоклаза не превышает уровня олигоклаз-андезина.

Интрузии *Элисенваарской группы* развиты в районе одноименного поселка на площади около 100 км², из них самыми крупными являются массивы Райвимяки и Кайвояки (рис. 1.89) [Хазов и др., 1993].

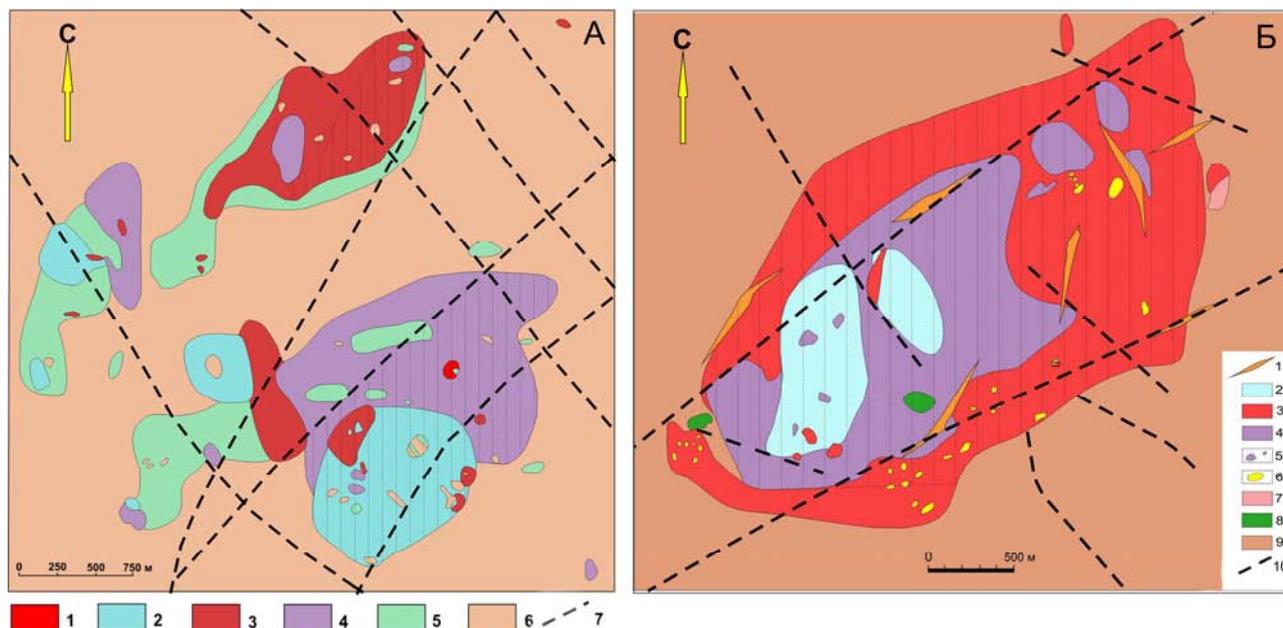


Рис. 1.89. Схематические геологические карты Кайвоякского (А) и Райвимякского (Б) массивов, по [Дегтярев, 1987; Хазов и др., 1993] с изменениями и дополнениями:

А. 1–4 – элисенваарско-вуоксинский комплекс: 1 – граниты, кварцевые сиениты; 2 – известково-щелочные лампрофиры (интрузивный аналог); 3 – щелочно-полевошпатовые сиениты, монцониты; 4 – пироксенсодержащие меланократовые сиениты, монцониты, монцодиориты и др.; 5 – диориты, габбродиориты; 6 – амфибол-плагиоклазовые и другие сланцы, амфиболиты, гнейсы (лахденпохская серия); 7 – тектонические нарушения;

Б. 1–5 – элисенваарско-вуоксинский комплекс: 1 – сиенит-пегматиты, граниты; 2 – известково-щелочные лампрофиры (интрузивный аналог); 3 – щелочно-полевошпатовые сиениты, монцониты; 4, 5 – пироксенсодержащие меланократовые сиениты, монцониты, монцодиориты и др. (4 – интрузивные тела, 5 – ксенолиты); 6 – ксенолиты диоритов, габбро, сланцев, гнейсов и др.; 7 – плагиограниты, диориты; 8 – габбро, габбродиориты; 9 – амфибол-плагиоклазовые и другие сланцы, амфиболиты, гнейсы (лахденпохская серия); 10 – тектонические нарушения

Их возраст, генезис, петроформационная принадлежность и металлогения дискуссионны [Свириденко и др., 1990; Хазов и др., 1993; Иваников и др., 1996 и др.]. С позиций крайних точек зрения эти интрузии трактуются как свекофенские ультраметагенные образования, представленные субщелочными сиенодиоритоидами [Филимонов, Филимонова, 1971], или как апофизы рифейского слабо эродированного малоглубинного многофазного магматического плутона с алмазонасными диатремами, выполненными калиевыми щелочными ультрамафитами «нового семейства магматических пород – ладогалитов» [Хазов и др., 1993]. Детальный анализ и критический разбор этих трактовок с доказательной аргументацией ошибочности геологических, возрастных, формационных и металлогенических интерпретаций Р. А. Хазова с соавторами приведен в работах В. В. Иваникова [Иваников и др., 1996; Богачев и др., 1999а]. Несостоятельность выделения так называемого «нового семейства магматических пород – ладогалитов» и введения новых терминов («невоит», «ладогит») в номенклатуру магматических пород показана и в других работах [Иващенко и др., 1985; Кононова и др., 1999, 2002]. В Глоссарии, разработанном Подкомиссией по систематике интрузивных пород Международного союза геологических наук [Le Maitre et al., 2002], эти породы рекомендуется называть как «меланократовые щелочнополевошпатовые сиениты».

Возраст Элисенваарских интрузий – 1775 ± 65 млн лет (Pb-Pb метод) [Иваников и др., 1996]; 1800 ± 6 млн лет (U-Pb, циркон) [Kopelko, Eklund, 2003]. По геофизическим данным [Ладнер и др., 1984] каждый интрузив Элисенваарской группы представляет собой изолированное тело, и вместе они не образуют единого массива, как ранее предполагалось [Хазов и др., 1993 и др.]. Интрузии – небольших размеров (от долей км² до 8 км²), имеют преимущественно штокообразную морфологию

и кольцевое строение. Наиболее отчетливо такое строение выражено в массиве Райвямьяки, где в центральной его части преобладают мафиты, а в краевых – сиениты. В целом строение интрузий крайне сложное и неоднородное.

Общим для всех массивов является: дискордантное положение по отношению к породам рамы, эруптивные брекчии с обилием остроугольных обломков вмещающих пород; дифференцированное, часто зональное строение с широкими вариациями состава пород. Характерны тесное пространственное совмещение различных, часто резко контрастных по составу и структурно-текстурным особенностям пород, их взаимные пересечения (рис. 1.90), обилие жил и даек самого разнообразного состава от мелко-тонкозернистых и порфировых (лампрофировых) до пегматоидных, композитные дайки с коленообразными изгибами и остроугольными ксенолитами вмещающих гнейсов, признаки проявления локальной магматической дифференциации и процессов «magma-mixing» и «magma-mingling», вызывавших гибридность и псевдобрекчирование – «подушки» более основного состава (mafic pillows).

Практически все типы пород имеют мелкозернистые и дайковые аналоги. Дайки лампрофиров и более крупнозернистых пород с лампрофировыми структурами, встречающихся, по-видимому, в виде штоков и, возможно, трубок, сопровождающихся эруптивными и эксплозивными брекчиями, содержат многочисленные ксенолиты, гомеогенные включения и мегакристы (до 15 см) клинопироксена, биотита и апатита (рис. 1.91).



Рис. 1.90. Взаимоотношения пород в Райвямьякском массиве (фото стенки карьера)



Рис. 1.91. Мегакристы пироксена. Массив Кайвоямки

Видовой и качественный состав этих включений определяет их принадлежность к энстатит-шпинелевой ($P < 15\text{--}20$ кбар) фации глубинности.

В наиболее мафических разновидностях пород отмечается расслоенность, выраженная в дифференциации различного по меланократовости материала на отдельных, небольших участках, а также в наличии шлиров титанит-апатит-биотит-пироксенового состава с кумулюсными структурами [Хазов и др., 1993; Конопелько, 1997].

В Элисенваарской группе интрузий условно выделяется две серии пород, интерпретируемых как фазы внедрения [Богачев и др., 1999б]. Первая – мелано-мезократовые сиениты, амфибол-биотитовые монцодиориты и монцониты с телами апатитоносных ультрамафитов-мафитов. Вторая фаза – сиениты, лейкосиениты, их кварцсодержащие разновидности, граносиениты и граниты. В пределах массивов отмечаются участки распространения эруптивных брекчий, где в виде ксенолитов и цементирующей массы наблюдаются породы обеих фаз, что свидетельствует о субсинхронном и многоактном внедрении мафических и лейкократовых расплавов и проявлении процессов «минглинга и миксинга» [Конопелько, 1997]. Подобного рода соотношения отмечаются и для дайково-жильной фазы Элисенваарских интрузий.

Для наиболее крупных массивов (Райвямьяки, Кайвоямки) характерны интенсивные автосоматические преобразования пород в их центральных частях с практически полным замещением пироксена амфиболом и биотитом, развитием хлорита, барита, целестина, а также формированием метасоматитов (скаполит-пироксеновые скарны, шпинельсодержащие амфибол-биотит-полевошпатовые образования и др.) в их экзоконтактах.

Массив Оя-ярви расположен в окрестностях одноименной железнодорожной станции в северной части Карельского перешейка (рис. 1.85). Это один из самых крупных (~80 км²) посторогенных интрузивов Приладожья. На современном эрозионном срезе представлен в виде удлиненного в ССЗ направлении тела с субвертикальными секущими контактами, контролируемого разломами СВ и СЗ простирания.

В строении массива участвуют три интрузивные фазы [Ладнер, 1983]: мафиты, близкие по составу к меланократовым габброидам; амфибол-биотитовые и кварцевые монцониты, кварцевые сиениты; порфиroidные биотитовые граниты.

Мафические породы, сложенные переменными количествами моноклинного пироксена (салита), роговой обманки, биотита, плагиоклаза (№ 20–35), апатита (2–5 %), распространены незначительно (<5 % площади массива), слагая небольшие участки (до 0.2 × 0.3 км) в его ЮЗ части.

Доминирующие в строении массива (~60–70 %) породы второй фазы характеризуются невыдержанным составом, обусловленным широким распространением постепенных фациальных переходов между амфибол-биотитовыми монцонитами и кварцевыми монцонитами и сиенитами. В них отмечаются многочисленные ксенолиты и линзовидные шпиреры пород, идентичных первой фазе, что является, по-видимому, свидетельством проявления внутрикамерной дифференциации при становлении массива.

Порфиroidные биотитовые граниты третьей фазы слагают центральную часть массива, занимая примерно 15 % его площади. Их соотношения с монцонитами и диоритами второй фазы неоднозначны [Ладнер, 1983; Богачев и др., 1999а].

В пределах массива широко распространены маломощные (до первых метров) дайки кварцевых монцонитов и сиенитов, гранит-аплитов и изредка встречаются лампрофировые дайки [Ладнер, 1983].

В некоторых местах экзоконтактовой зоны массива отмечаются признаки плавления и ремобилизации вмещающих высокоглиноземистых гранито-гнейсов, находящихся также в виде крупных ксенолитов в центральной части массива, обуславливающие его сложные контакты с элементами мигматизации и появление небольших обособлений гранатсодержащих биотитовых гранитов в центральной части массива [Балтыбаев и др., 2000].

Возраст Оя-ярвинского массива составляет 1805 ± 60 млн лет (K-Ar, по амфиболу) [Иваников и др., 1996].

Дайковый рой известково-щелочных лампрофиров на западном побережье Ладожского озера – район о. Калто – зал. Акионсалми [Ивашенко, Лавров, 1993]. В пределах нескольких километров береговой линии выявлено около десяти даек (рис. 1.92), имеющих устойчивое северо-западное простирание (290°–300°) с падением на северо-восток (угол падения 40°–80°). Возраст даек составляет 1770 ± 30 – 1781 ± 20 млн лет (U-Pb, циркон) [Shebanov et al., 2006; Woodard, 2010].

Их мощность варьирует от 0.5 до 2 м, на выклинивании 3–5 см и менее, прослеженная протяженность 20–130 м. Дайки приурочены к трещинам отрыва в гранитизированных эндербитах и мигматитах вблизи их контакта с позднеорогенными гранитами. Они отчетливо секут гнейсовидность вмещающих пород (аз. пад. 240°–290°, угол падения 40°–70°), а также маломощные (до 0.5 м) дайки поздне- и посторогенных гранитов, контакты с которыми резкие линейные, местами ступенчатые. Лампрофировые дайки полностью раскристаллизованы даже в миллиметровых ответвлениях. На выклинивании характерно их расщепление на несколько маломощных линейных апофиз с неровными ограничениями или в форме «ласточкиного хвоста» (рис. 1.93).

Некоторые апофизы полностью «отшнурованы» от основного дайкового тела в виде уплощенных линзовидных сильно вытянутых обособлений. Изредка отмечается выдавливание лампрофировой массы в экзоконтактовую зону в форме «гриба», ножка которого перпендикулярна контактовой плоскости дайки. Приконтактовые части даек обогащены мелкими (до 3–5 см) ксенолитами вмещающих пород и микровключениями слагающих их минералов. Одна из даек содержит до 30 % ксенолитов размером 1–30 см, среди которых преобладают породы, не представленные на современном эрозионном срезе. В осевой части другой дайки отмечается согласная с ее элементами залегания пластина вмещающих эндербитов толщиной 1–3 см и длиной более 1 м, проявляющая сходство с соотношениями типа «дайка в дайке». Гнейсовидность эндербитов в пластине ориентирована перпендикулярно ее удлинению. Местами морфология пластины осложнена ступенчатыми коленообразными выступами. Следы подплавления пластины эндербитов, так же как и уменьшение зернистости основной массы лампрофира вблизи нее, не установлены.

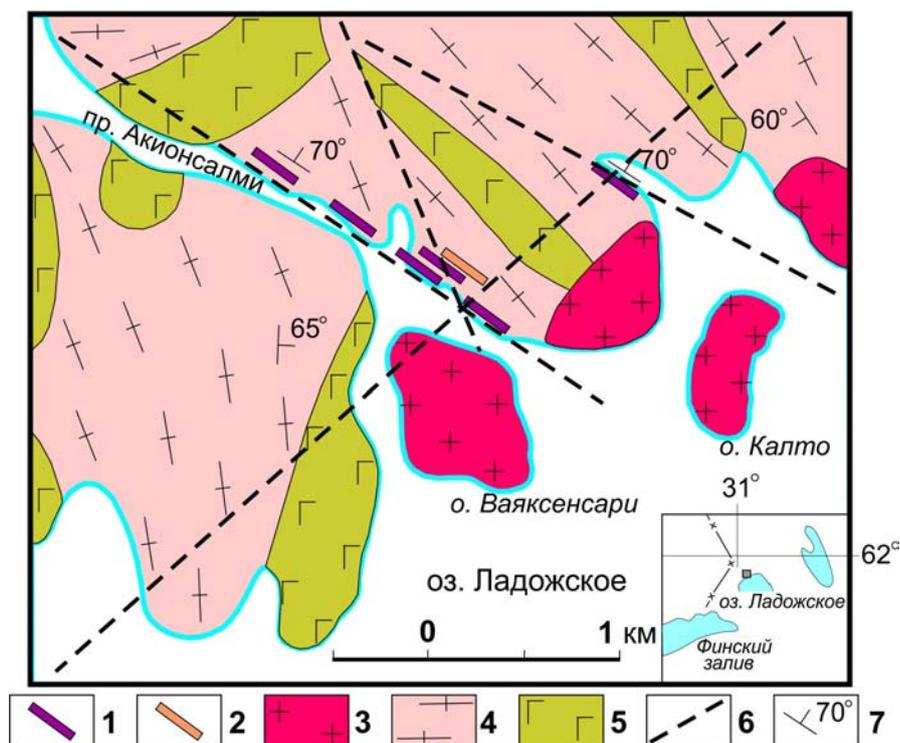


Рис. 1.92. Схема размещения даек лампрофиров района Акионсалми – Калто (геологическая основа по Г. В. Марковой с дополнениями автора):

1–2 – дайки: 1 – лампрофиров, 2 – посторогенных гранитоидов; 3 – позднеорогенные плагиомикроклиновые граниты; 4 – гранитизированные эндербиты и мигматиты; 5 – в различной степени гранитизированные раннеорогенные габброиды; 6 – тектонические нарушения; 7 – элементы залегания пород



Рис. 1.93. Апофизы (мощность 5–8 см) лампрофировой дайки

Закалочная фация лампрофиров в эндоконтактах даек микрзернистая. Ее мощность достигает 2–5 см. Дайки мощностью более 0.5 м зональны, часто расслоены. Расслоенность выражается в чередовании со стороны лежачего бока дайки слоев с микрзернистой и мелкозернистой структурами. Мощности этих слоев составляют 1.5–3 см, а их число – до 4. Границы между слоями четкие, но не резкие. Кроме структурных отличий, они имеют разные содержания биотита (больше в мелкозернистых слоях) и апатита (больше в микрзернистых). За расслоенной зоной следуют мелкозернистые лампрофиры с оцеллярной (глазковой) структурой. Зернистость основной массы лампрофиров, размер «глазков» и их содержание постепенно возрастают к ядру дайки. Количество «глазков»

в породе достигает 20 %, а их размеры – 10 мм. Они выполнены последовательно кристаллизовавшимися альбитом, кальцитом и анальцимом, окаймляясь чешуйками биотита. По химическому составу анальцим содержит до 10 % вайрацитового минала, а также примеси (мас. %) K_2O 1.4, BaO 0.17, SrO 0.12.

По соотношению главных породообразующих минералов – олигоклаза, биотита, пироксена, амфибола и ортоклаза – рассматриваемые лампрофиры в соответствии с рекомендациями [Петрографический..., 2009] классифицируются как керсантиты, минетты и вогезиты, обогащенные апатитом (5–10 %). В качестве второстепенных минералов они содержат альбит, кальцит, анальцим, санидин, апатит, хлорит, пинитизированный кордиерит. Спорадически встречаются единичные зерна керсутита, оливина и ромбического пироксена. В аксессуарных количествах установлены магнетит, пирит, титанит, циркон, ортит, монацит, муассанит. В идиоморфных вкрапленниках нацело измененных санидина и кордиерита изредка содержатся включения слабо раскристаллизованного стекла, свидетельствующие о высокотемпературных условиях их кристаллизации.

Эндоконтактовые зоны (чаще со стороны лежащего бока) насыщены крупными (до 10 см) интра-теллурическими вкрапленниками (мегакристами) биотита, пироксена, полевых шпатов и апатита, имеющими округленную резорбированную форму кристаллов (рис. 1.94) и очень сходный состав с аналогичными минералами матрикса, отличаясь незначительно повышенными магниезностью, глиноземистостью, титанистостью и более высокими содержаниями Ba и Sr .

Некоторые из них несут следы вращательного движения в высокотемпературной вязкой жидкой среде (спиралевидный габитус их кромок). Биотит вкрапленников менее железистый ($f = 0.36$), чем в основной массе ($f = 0.48$). Вкрапленники пироксена, согласно химическим анализам, представлены авгитом часто с аномальной интерференционной окраской и сильной дисперсией оптических осей, что сближает их с фассаитом. Обычно они содержат многочисленные включения светлого апатита. В мегакристовых выделениях он обычно смоляно-черный (рис. 1.95), иногда зональный и образующий сростки.

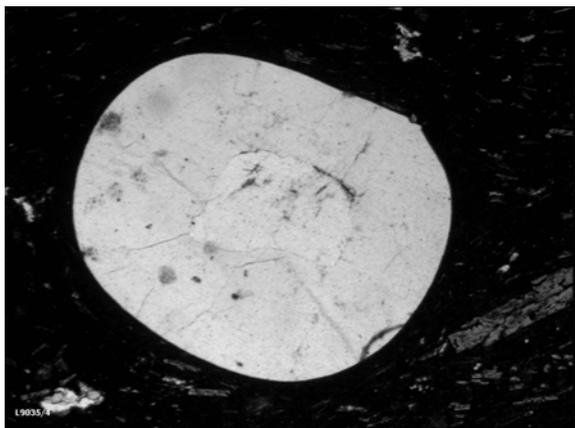


Рис. 1.94. Резорбированный кристалл олигоклаза в лампрофире



Рис. 1.95. Мегакрист смоляно-черного апатита в лампрофире

Минералогия пород Элисенваарско-Вуоксинского комплекса. Как уже отмечалось ранее [Хазов, Иващенко, 1982; Иващенко и др., 1985; Хазов и др., 1993; Иваников и др., 1996; Конопелько, 1997; Богачев и др., 1999а, б и др.], все породы комплекса имеют однотипный минеральный состав: клинопироксен и/или амфибол, биотит, плагиоклаз, щелочной полевой шпат, иногда кварц. В зависимости от кремнекислотности пород количественные соотношения этих минералов сильно варьируют, но их состав при этом меняется незначительно.

Клинопироксены в различных количествах отмечаются во всех породах комплекса, а в апатитоносных мафитах и ультрамафитах являются одним из главных породообразующих минералов. Они относятся к высокомагнезиальным салитам ($Mg\#$ 0.73–0.90) и только в кварцевых сиенитах – к ферросалитам ($Mg\#$ <0.50). Содержание эгиринового минала в них не превышает 15 % (рис. 1.96). Идентичный состав имеют пироксены из матрикса лампрофиров, а состав мегакристовых пироксенов при такой же высокой магниезности соответствует авгиту (мас. %, TiO_2 0.33–1.71; Al_2O_3 4.19–10.48; $Fe_2O_3 + FeO$ 6.28–13.56; MgO 12.49–13.40; CaO 19.60–24.21; Na_2O 0.1–1.03; BaO 0.01–0.06; SrO 0.1–0.44).

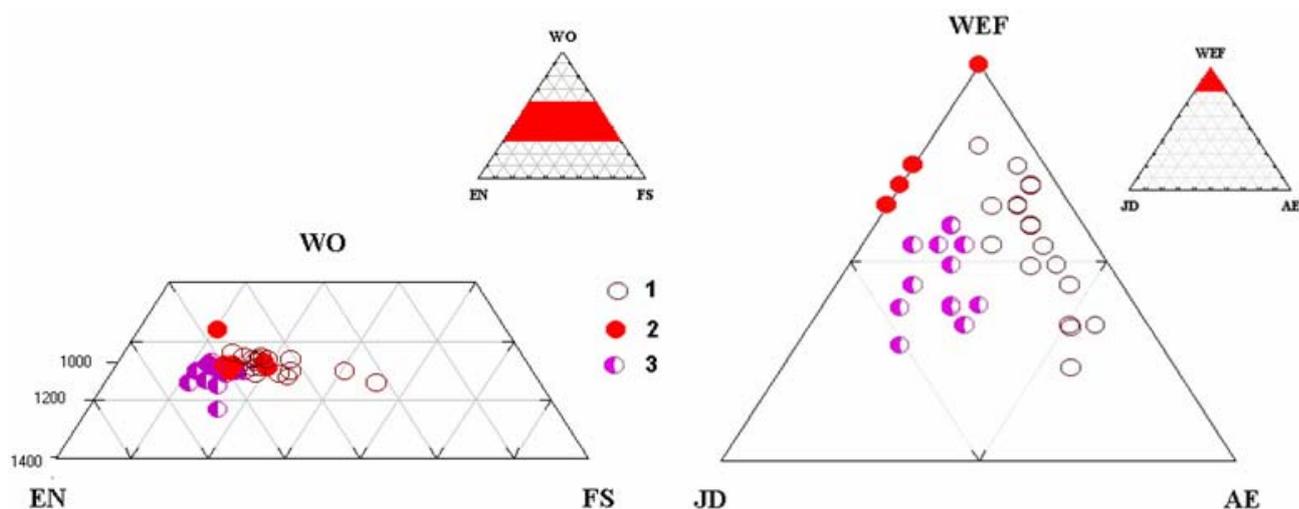


Рис. 1.96. Пироксены пород Элисенваарско-Вуоксинского комплекса на классификационных диаграммах [Morimoto et al., 1988]:

1 – пироксены из всех разновидностей пород комплекса; 2 – фенокристовые пироксены лампрофиров; 3 – мегакристовые пироксены лампрофиров, с использованием данных [Хазов и др., 1993]

Клинопироксен характеризуется значительными вариациями Al^{VI}/Al^{IV} (0.08–1.13) и постоянством $Ca/(Ca+Mg)$ (0.53–0.57), что свидетельствует о стабильности температурных условий (~1000°) и существенном изменении давления при их образовании. Почти весь глинозем в фенокристовых клинопироксенах находится в тетраэдрической координации ($Al^{IV} = 0.14–0.26$, $Al^{VI} = 0.02–0.06$), а в мегакристовых распределяется примерно поровну между Al^{VI} и Al^{IV} . Содержание жадеитового минала в пироксенах не превышает 10 %. По химическим анализам («мокрая химия»), в отдельных мегакристах клинопироксена определены содержания K_2O до 0.71 % [Хазов и др., 1993]. Это послужило указанным авторам основанием для аргументации принадлежности обсуждаемых пород к пироповой алмазоносной фации глубинности. Однако микрозондовые исследования [Япаскурт и др., 2000; Иващенко, 2002] не подтвердили присутствия K_2O в мегакристовых клинопироксенах. Как оказалось, в большинстве своем они представляют собой тонкопластинчатые сростания клинопироксена и калийсодержащего ($K \sim 1\%$) амфибола, содержащие ламели плагиоклаза (№ 70–85) и мусковита (рис. 1.97).

Иногда эти сростания имеют сложную симплектитовую (диабластовую?) структуру (рис. 1.98). При этом составы амфибола червеобразных вростков и идиоморфных кристаллов, замещающих краевые части мегакриста, являются идентичными.

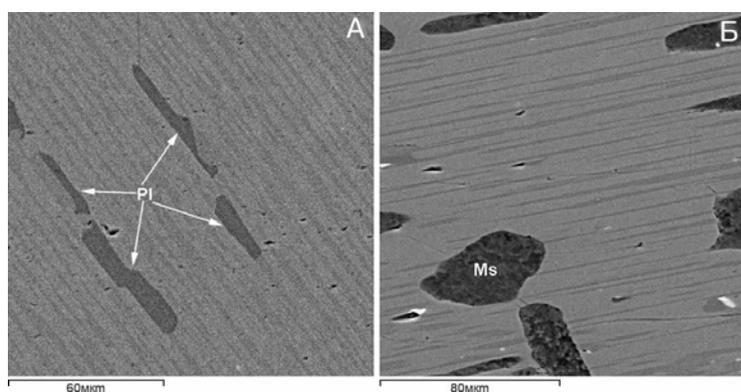


Рис. 1.97. Тонкопластинчатые сростания клинопироксена (светло-серое) и калийсодержащего ($K \sim 1\%$) амфибола (темно-серое) с ламелями плагиоклаза (№ 70–85) (А) и мусковита (Б). Pl – плагиоклаз, Ms – мусковит. Массив Кайвомяки

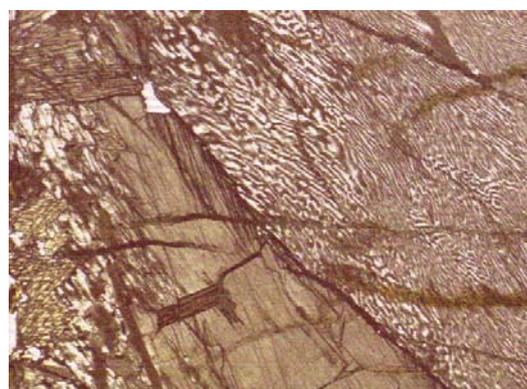


Рис. 1.98. Микросростание клинопироксена (светлое) и амфибола (темное) в мегакристе. Проходящий свет. Без анализатора

В центральных частях мегакрист пироксена содержатся ламели сложного состава (рис. 1.99), содержащие слаусонит (стронциевый полевой шпат – Sr 24 %). Находящиеся здесь же битовнит, анортит, ортоклаз характеризуются варьирующими высокими содержаниями бария и стронция (Ba – 0.7–18 %, Sr – 1–3 %).

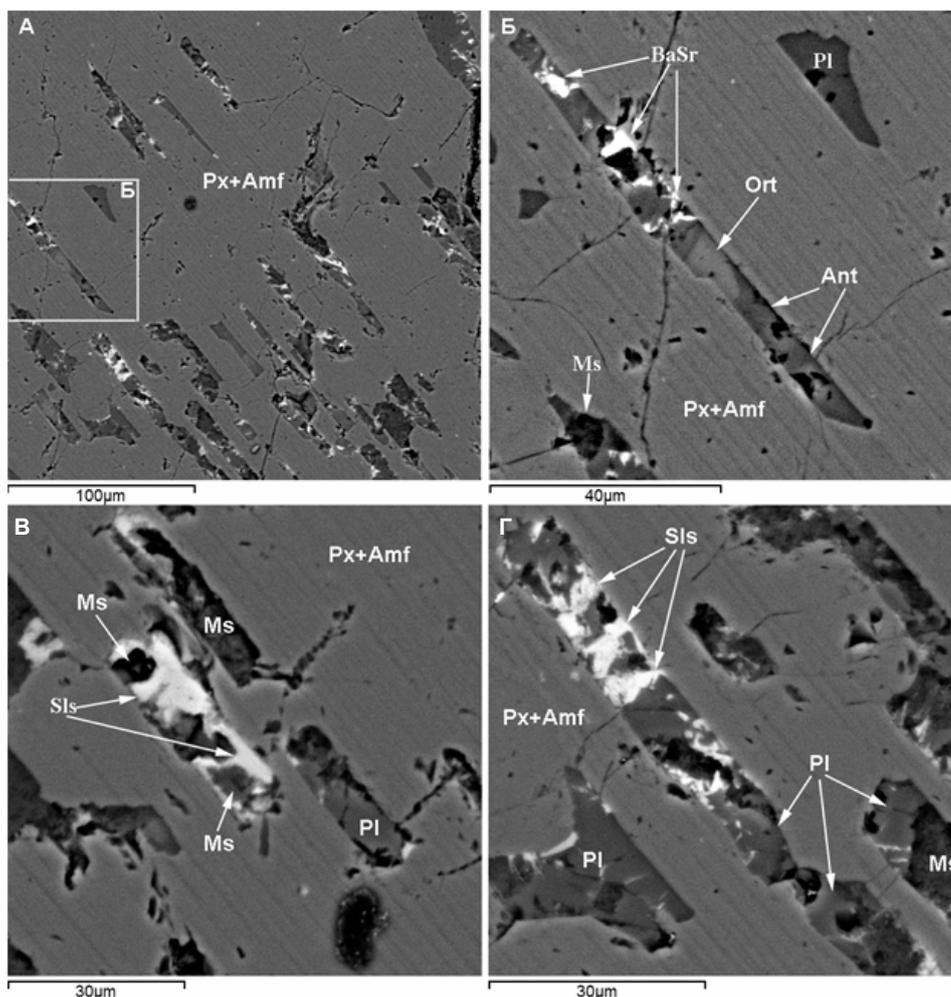


Рис. 1.99. Ламели сложного состава в мегакристовых пироксенах: анортит – Ant, ортоклаз – Ort, целъзиан – BaSr (А, Б) и слаусонит – Sls (Sr 19–24 %, Ba 1 %, К 0.5 %), Ms – мусковит, Pl – плагиоклаз (В, Г). Px – клинопироксен, Amf – амфибол. Б. Центральная часть мегакриста пироксена: светло-серые полоски – клинопироксен (Mg# 0.71–0.76, Na 0.9–1 %, Al 2.4–3.3 %, Ti до 0.4 %), темно-серые полоски – ламели Са-амфибола (Mg# 0.66, Na 2.1 %, Al 7 %, К 0.3 %, Ti 0.55 %). В центре рисунка – полевошпатовая ламель: Ant – анортит (10 % – альбит, 9 % – калиевый полевой шпат), BaSr – барий- и стронцийсодержащий полевой шпат (К 0.7–12 %, Ba 4–18 %, Sr 2–5 %, Ca 0.7–1 %), Ort – барийсодержащий калиевый полевой шпат (Ba 1.5–4.5 %); Pl – плагиоклаз (№ 72–83), Ms – мусковит

Наиболее вероятно, что ламели амфибола, мусковита и испытавшего сильные изменения анортита являются продуктами разложения клинопироксена мегакристов под воздействием богатого щелочами и летучими расплава, формирующего матрикс породы, в условиях декомпрессии. Выделение анортитовых вростков в данных клинопироксенах за счет разложения содержавшегося в них чермакитового минала могло произойти на глубинах не более 30 км – плагиоклазовая фация глубинности [Япаскурт и др., 2000].

Согласно экспериментальным и теоретическим данным [Thomson, 1974; Перчук и др., 1996 и др.] совместное нахождение в мегакристах ламелей амфибола, анортита и мусковита определяет их принадлежность к плагиоклазовой и шпинель-энстатитовой фациям глубинности ($P < 20$ кбар). Следовательно, информация о наличии в мегакристах биотита «ураганных» содержаний микровключений

обломков алмаза [Хазов и др., 1993] представляется весьма сомнительной, тем более что позднее при ревизионных и исследовательских работах австралийской компании «Эштон Майнинг Лимитед», Карельской ГЭ, СПбГУ, МГУ, ИГЕМ РАН алмазы в них не были обнаружены.

Амфиболы присутствуют практически во всех породах Элисенваарско-Вуоксинского комплекса. В мафитах и ультрамафитах они в большинстве своем отчетливо развиваются по пироксену вплоть до полного его замещения. По составу они относятся к кальциевой и натрий-кальциевой группе амфиболов. В породах Вуоксинского массива это преимущественно эденитовая роговая обманка, в Элисенвааре и Оя-ярви – магнезиальные гастингсит и роговая обманка. Амфиболы во всех разновидностях пород комплекса характеризуются высокой магнезиальностью ($Mg\#$ 0.63–0.75), снижающейся до 0.5 только в кварцевых сиенитах. Для всех амфиболов характерны стабильно высокие содержания Ba и Sr – до 1.0 и 0.2 %, соответственно.

Слюды представлены биотитом и мусковитом. Биотит является «сквозным» минералом для всех пород комплекса, а мусковит отмечается только в лампрофирах в виде микровключений в мегакристах пироксена. Биотит относится к высокомагнезиальным разновидностям ($Mg\#$ 0.65–0.72). В лампрофирах его магнезиальность снижается до 0.52 (мегакристы), а в кварцевых сиенитах изредка до 0.33. Магнезиальность биотита, как и амфибола, не коррелируется с магнезиальностью вмещающих пород интрузий, которая закономерно уменьшается от мафитов к гранитоидам [Богачев и др., 1999a].

Особенностью биотитов всех пород Элисенваарско-Вуоксинского комплекса является высокое содержание Ba – до 6.7 % в мегакристах лампрофиров и до 1.5 % в других породах. Для биотита мегакрист характерны также высокие содержания TiO_2 (3.63–6.49 %), присутствие Sr (до 0.5 %) и Cl (до 0.2 %). В целом тренд изменения составов биотита в лампрофирах по соотношению глинозема и титана отвечает классической минетте [Rock, 1991]. Согласно термобарометрической зависимости между содержаниями Ba и Ti в биотите [Righter, Carmichael, 1996] биотит матрикса в лампрофирах Приладонья кристаллизовался при температуре 1000–1150 °C и давлении 0.2–0.3 GPa, что соответствует условиям глубинности 7–10 км [Woodard et al., 2012].

Полевые шпаты в целом для пород рассматриваемого комплекса являются главными породообразующими минералами. Плагиоклаз, основность которого не превышает № 35, спорадически встречается практически во всех породах комплекса. Более основной плагиоклаз – № 48 установлен в дайке апатитоносного ультрамафита в Вуоксинском массиве [Балтыбаев и др., 2000] и № 70–90 в виде микровключений в мегакристах пироксена из массива Кайвомяки. Плагиоклаз обычно содержит изоморфную примесь Ba (до 1.5 %) и Sr (до 4 %) и находится в разной степени замещенным калиевым полевым шпатом, также обогащенным этими элементами – до 9 % и 5 %, соответственно. В мегакристах пироксена присутствуют микровыделения бариевого полевого шпата – цельзиана (Ba до 20 %) и стронциевого – слаусонита (Sr 24 %) (рис. 1.99). В матриксе содержащих его пород отмечаются «антипертитовые» выделения барий- и стронцийсодержащего калиевого полевого шпата (рис. 1.100). По данным [Балтыбаев и др., 2000], состав подобных выделений соответствует цельзиану.

Содержания BaO и SrO в щелочных полевых шпатах мафит-ультрамафитов составляет в среднем 5.4 % и 1.47 %, в средних и кислых породах Вуоксинского массива в среднем 0.85 % и 0.01 %, Элисенваары – 1.36 % и 1.19 %, соответственно [Богачев и др., 1999a].

Апатит является породообразующим минералом в мафитах-ультрамафитах (6–15 %), второстепенным – в средних породах и главным акцессорным – в сиенитах и гранитоидах. Выделяется несколько его генераций, в том числе одна мегакристовая, представленная смоляно-черными длиннопризматическими кристаллами в лампрофирах. Апатиты всех пород комплекса обогащены Sr (до 2.5 %), редкоземельными элементами цериевой группы (до 2 %) и F (до 8 %). Наиболее высокие содержания этих элементов установлены в апатитах лампрофиров Акионсалми – Калто. Апатиты из лейкосиенитов Элисенваары имеют повышенные содержания Mn (до 1 %), что может быть свидетельством вторичности их происхождения в результате проявления высокотемпературного аутометасоматического процесса [Богачев и др., 1999a].

Второстепенные и акцессорные минералы объединены в одну группу, вследствие того что содержание одних и тех же минералов, в большей степени это относится к титаниту, магнетиту, ортиту, кальциту и анальциму, в различных породах разных массивов Элисенваарско-Вуоксинского комплекса может сильно варьировать.

Титанит – типоморфный «сквозной» минерал пород комплекса – характеризуется стабильно повышенными концентрациями редкоземельных элементов цериевой группы (1–1.5 %). Наиболее высокие содержания редких земель (до 2 %) свойственны позднему титаниту, обычно корродирующему апатит и биотит (рис. 1.101). Его содержание варьирует от долей процента в сиенитах до 3–5 % в апатитоносных ультрамафитах.

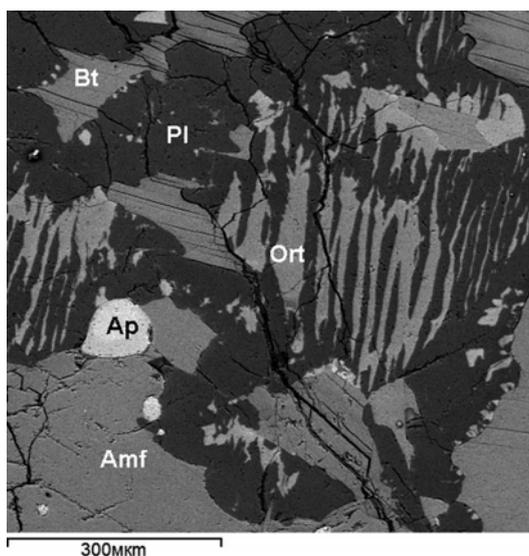


Рис. 1.100. Матрице шохонитового габбро на контакте с мегакристом пироксена. Массив Кайвомяки. Amf – амфибол (Mg# 0.45, Na 1.5 %, K 1.4 %, Ti 0.9–1.1 %), Ap – апатит (Sr 1.2 %, F 1.1–3.6 %), Bt (f 0.34, Ti 1.2 %, Ba 1.5–2.3 %), Ort – калиевый полевой шпат (Ba 5–9 %, Sr 1.2–1.4 %), Pl – плагиоклаз (№ 15–25, Sr 1.6 %)

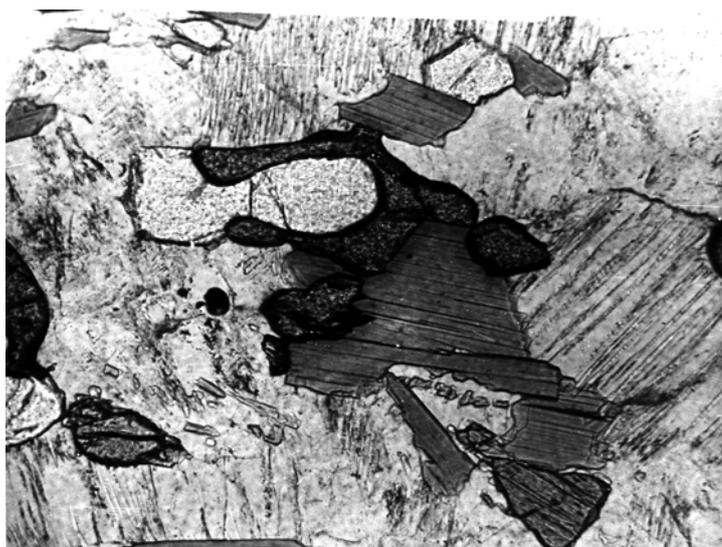


Рис. 1.101. Титанит (темное) корродирует апатит (светлое) и биотит (темно-серое со спайностью) среди калишпата в сиените; николи II. Массив Райвмяки

В свою очередь, титанит часто замещается ортитом (рис. 1.102, А), сопровождающимся межзерновыми микропрожилками других редкоземельных минералов (рис. 1.102, Б).

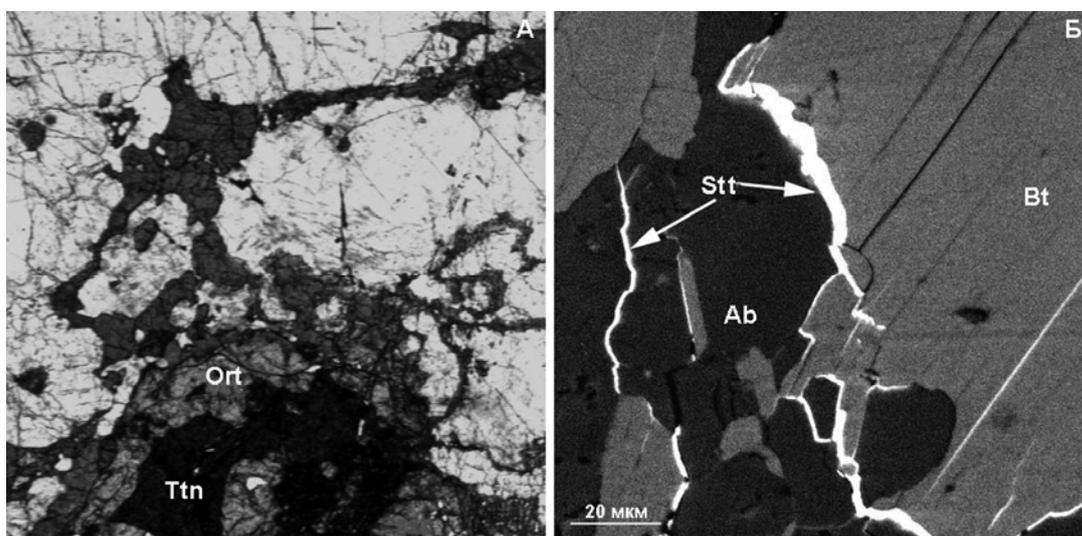


Рис. 1.102. Редкоземельная минерализация в породах Элисенваарско-Вуоксинского комплекса. А – массив Райвмяки, Каймы и микропрожилки ортита (Ort); Ttn – титанит. Б – массив Кайвомяки, лампрофир. Обрастание биотита (Bt) стетиндитом (Stt-Ce(SiO₄); Ab – альбит

Ортит – главный минерал-концентратор редких земель во всех породах комплекса. Характер его выделений – каймы обрастания апатита, титанита, микропрожилки (рис. 1.103), включения в минералах, агрегатные скопления – определяет крайне изменчивые его содержания (до 5 %), но в среднем остающиеся на уровне 1–2 %.

Магнетита в породах в среднем около 0.5–1 %, в ультрамафитах Элисенваары его содержание достигает 7 % [Хазов и др., 1993]. Максимальное содержание титана в нем (до 11 %) отмечается в лампрофирах Акионсалми – Калто, для магнетита в остальных породах комплекса оно обычно не превышает 3 %.

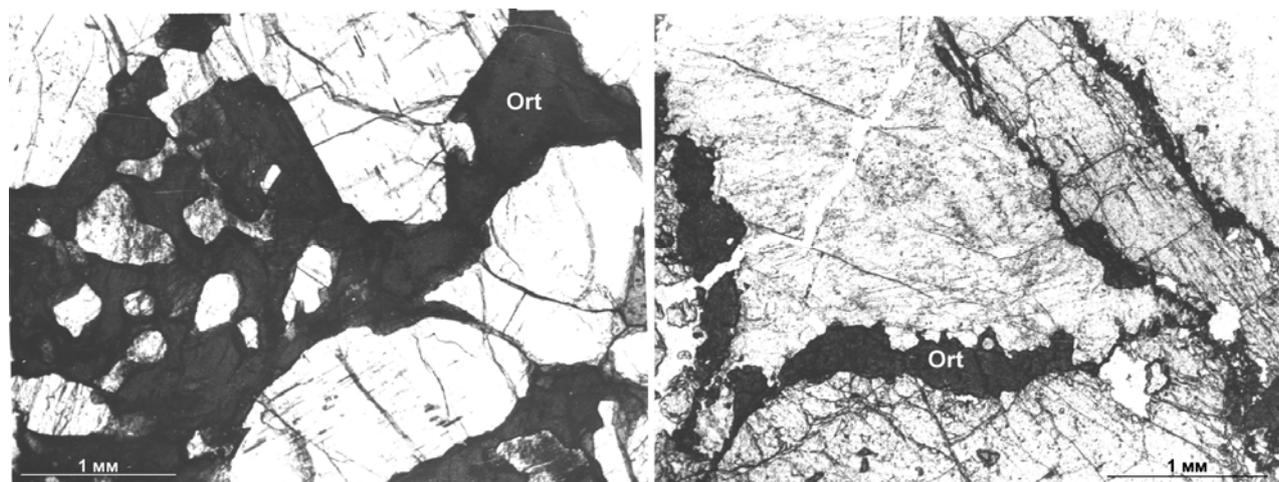


Рис. 1.103. Замещение ортитом (Ort) калиевого полевого шпата в сиенитах и монцодиоритах м. Райвимиаки

Кальцит и анальцит с содержаниями, достигающими 1–1.5 %, характерны только для лампрофировых даек Акионсалми – Калто и Мейери (рис. 1.104). В других породах анальцит полностью отсутствует, а кальцит развит крайне незначительно.

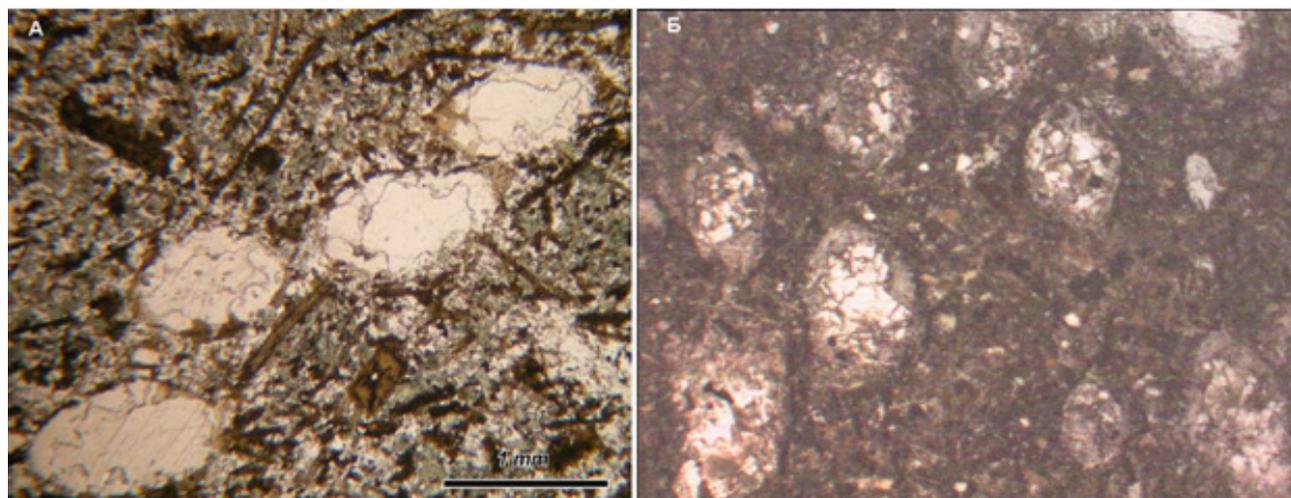


Рис. 1.104. Оцеллярная структура в лампрофирах Элисенваарско-Вуоксинского комплекса:

А – вогезит Мейери, оцелли выполнены кальцитом, кварцем, калиевым полевым шпатом [Woodard, 2010].
Б – керсантит Акионсалми – Калто, оцелли выполнены альбитом, кальцитом, анальцитом

Акцессорные минералы представлены (в порядке убывания) баритом, цирконом, монацитом, целестином, ильменитом, сульфидами (пирит, халькопирит, пирротин, пентландит, Со-пентландит, галенит), рутилом, бадделеитом, бастнезитом, La-бритолитом, синхизитом, церианитом, Се-стетиндитом (см. рис. 1.102), Се-сахамалитом, муассанитом, амбатоаринитом и рядом трудно диагностируемых цериево-редкоземельных минералов.

Геохимия и петрология

Детальная информация о составах пород посторогенных интрузий Приладожья и их формационно-возрастных аналогах южной Финляндии опубликована в виде банка данных [Rutanen et al., 1997] и содержится в монографии [Хазов и др., 1993].

Породы этих интрузий представляют единую магматическую серию с непрерывным трендом составов от наиболее мафических (SiO_2 32 %) до наиболее кислых (SiO_2 70 %) образований, главными геохимическими особенностями которых являются высокие содержания К, Р, Ва, Sr, F, редкоземельных элементов цериевой группы (табл. 1.18).

В большинстве пород Элисенваарско-Вуоксинского комплекса содержание SiO_2 составляет 36–68 %. Редкие, «аномально» обогащенные несиликатными минералами (апатит, магнетит) и биотитом разновидности, выявленные в интрузиях Элисенваарской группы, имеют содержания SiO_2 32–37 %.

Составы пород посторогенного элисенваарско-вуоксинского комплекса Приладожья, по [Балтыбаев и др., 2000]

Компоненты	Калто	Элисенваарская группа			Вуоксинский массив			Оя-ярви	
	Лампрофир	Ультрамафит	Сиенит	Лейкосиенит	Ультрамафит	Монцодиорит	Кварцевый монцонит	Кварцевый монцонит	Гранит
SiO ₂	40.75	42.19	50.45	58.08	39.30	48.54	60.23	53.80	68.29
TiO ₂	2.41	1.67	1.2	0.63	2.17	2.16	1.14	2.20	1.02
Al ₂ O ₃	10.39	10.95	15.65	17.11	12.20	16.26	16.17	15.40	14.94
FeO ^{tot}	8.59	8.58	7.56	5.20	9.39	10.64	5.33	7.74	3.14
MnO	0.15	0.16	0.15	0.09	0.18	0.14	0.07	0.09	
MgO	6.57	10.67	4.03	1.33	10.92	4.22	2.69	4.00	0.99
CaO	11.90	13.03	7.09	1.70	14.05	7.14	3.98	5.60	2.04
Na ₂ O	2.37	1.84	3.82	3.46	1.60	3.40	3.55	2.80	3.60
K ₂ O	5.47	3.51	5.04	7.76	3.13	3.57	5.15	4.60	4.62
P ₂ O ₅	4.14	3.32	2.21	0.29	4.13	1.56	0.68	1.10	0.27
H ₂ O ⁺	0.40	0.59	–	0.31	–	–	–	–	–
H ₂ O ⁻	0.04	0.06	–	0.22	0.42	0.22	0.30	–	–
CO ₂	2.70	0.19	–	1.02	–	–	–	–	–
ppp	3.46	0.94	1.40	0.78	1.92	0.76	0.24	1.00	0.97
F	12310	11810		1810	2500	1700	1600		1700
Ba	9513	8337	5700	6087	8260	3400	3475	7169	1286
Rb	85	70	60	107	94	73	154	144	167
Sr	7018	5559	7978	11100	4087	3656	1912	3436	1014
Cr	90	193	26	28	55	4	24	–	32
Ta	1.6	0.7	0.7	0.4	0.5	–	2.1	–	0.6
Nb	32	13	27	6	20	32	32	14	12
Hf	3.7	0.5	9	3.4	6.1	4.3	11.4		4.7
Zr	242	100	400	157	342	496	534	697	334
Y	59	44	40	12	40	78	36	52	15
Th	23	30	25	12	40	26	36	–	31
La	608	524	463	179	566	357	282	–	271
Ce	1206	979	823	325	1199	631	507	–	231
Nd	520	402	375	120	407	–	146	–	129
Sm	67.4	47.9	36.0	13.9	51.8	39.1	23.9	–	14.8
Eu	16.0	11.4	9.0	4.8	13.6	7.8	4.4		2.3
Gd	47.2	38.6	–	12.2	–	–	–	–	
Tb	6.7	5.2	1.4	1.5	2.3	2.4	1.7	–	0.7
Dy	13.3	9.4	–	2.8	–	–	–	–	
Er	6.6	5.1	–	1.5	–	–	–	–	
Yb	3.1	4.5	1.3	0.6	3.8	3.9	2.9	–	1
Lu	0.26	0.19	–	0.08	0.10	0.40	0.30	–	0.1
Mg#	0.58	0.69	0.49	0.31	0.68	0.41	0.47	0.48	0.36
ASI	0.33	0.36	0.63	0.99	0.39	0.72	0.87	0.78	0.02
(La/Yb) _N	133	79	241	201	101	62	66	–	153

Примечание. Концентрации оксидов, мас. %; F–Lu, г/т; Mg# = Mg/(Mg+Fe^{tot}), ат. кол.; ASI = Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO), мол. кол.; (La/Yb)_N – концентрации, нормированные к хондриту.

Сумма щелочей в мафитах-ультрамафитах варьирует от 4.5 до 8 %, в средних и кислых породах – от 8 до 12 %. К/Na отношение, отражая существенно калиевый характер щелочности пород, меняется незначительно: 2.0–1.75 в Элисенвааре, 1.50–1.43 в Вуоксинском массиве, 1.3 в массиве Оя-ярви [Богачев и др., 1999а, б], и только для лампрофиров Акионсалми – Калто характерны более значительные вариации (1.0–2.4) этого показателя [Иващенко, 1999].

Содержание FeO^{tot} и MgO в мафитах-ультрамафитах изменяется в пределах 8–14 % и 6–10 % соответственно, снижаясь до 2–4 % и 1 % в гранитоидах и сиенитах. Максимальное значение коэффициента магнезиальности (Mg#) характерно для наиболее меланократовых пород (0.6–0.75), имеющих обычно и относительно повышенные содержания CaO – 8–15 % и TiO₂ (до 3 %). Это обусловлено присутствием в них значительных количеств клинопироксена (диопсид-салит) и титанита, а в лампрофирах также кальцита (оцелли) и высокотитанистых биотитов.

На диаграмме TAS составы пород Элисенваарско-Вуоксинского комплекса образуют отличающиеся по щелочности субпараллельные тренды, из которых наиболее щелочной – тренд Элисенваарской группы интрузий (рис. 1.105, А). По соотношению Na и K лампрофиры этого комплекса попадают в поля магматических пород как шошонитовой, так и ультращелочной серии (рис. 1.105, Б). Последнее объясняется высокими содержаниями в них апатита, магнезиального биотита и постоянным присутствием в амфиболе до 1.5 % калия.

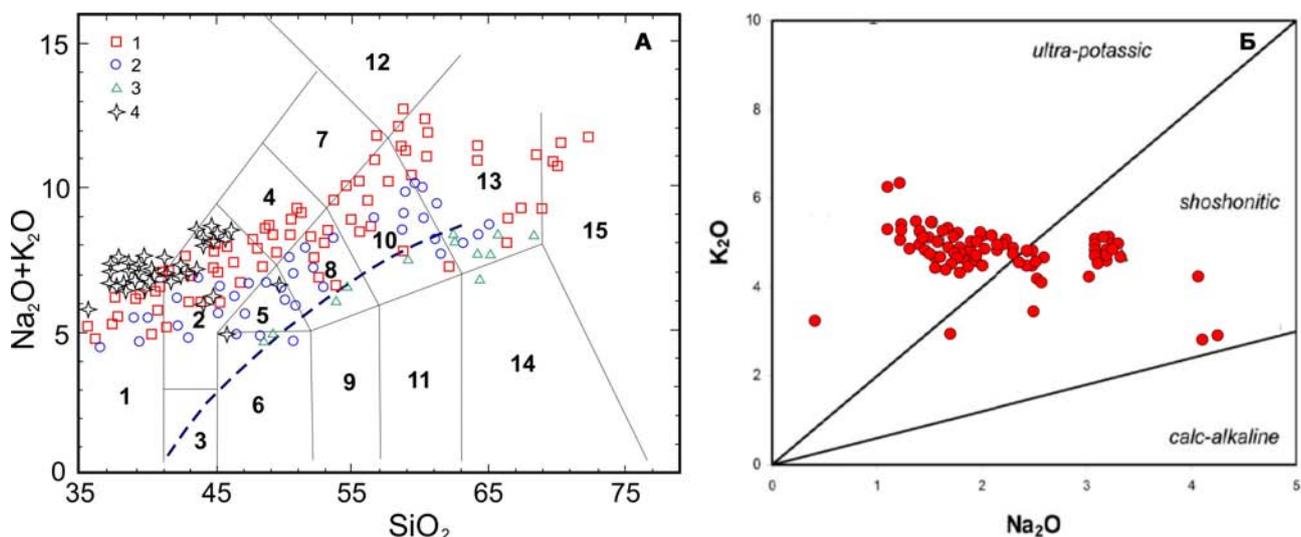


Рис. 1.105. Породы посторогенных интрузий Приладожья на диаграмме TAS (А), по [Middlemost, 1994] и дискриминантной диаграмме $K_2O - Na_2O$ [Turner et al., 1996] (Б), с использованием данных [Eklund et al., 1998; Балтыбаев и др., 2000; Woodard et al., 2014]:

А: 1 – Элисенваарская группа интрузий; 2 – Вуоксинский массив; 3 – массив Оярви; 4 – лампрофиры Акионсалми – Калто. Поля [Irvine, Baragar, 1971]: 1 – фойдолит, 2 – фойдогаббро, 3 – перидотитовое габбро, 4 – фойдомонциодорит, 5 – монцогаббро, 6 – габбро, 7 – фойдомонцосиенит, 8 – монциодорит, 9 – габбродиорит, 10 – монзонит, 11 – диорит, 12 – фойдосиенит, 13 – сиенит-кварцевый монзонит, 14 – гранодиорит, 15 – гранит; пунктирная линия разделяет поля щелочных и известково-щелочных пород; Б – лампрофиры Акионсалми – Калто

На дискриминантных сериальных диаграммах составы пород комплекса попадают в поле шошонитовой серии (рис. 1.106), на диаграмме AFM – в поле известково-щелочной серии и лишь некоторые мафические разновидности с повышенным содержанием магнетита – в поле толеитовой серии.

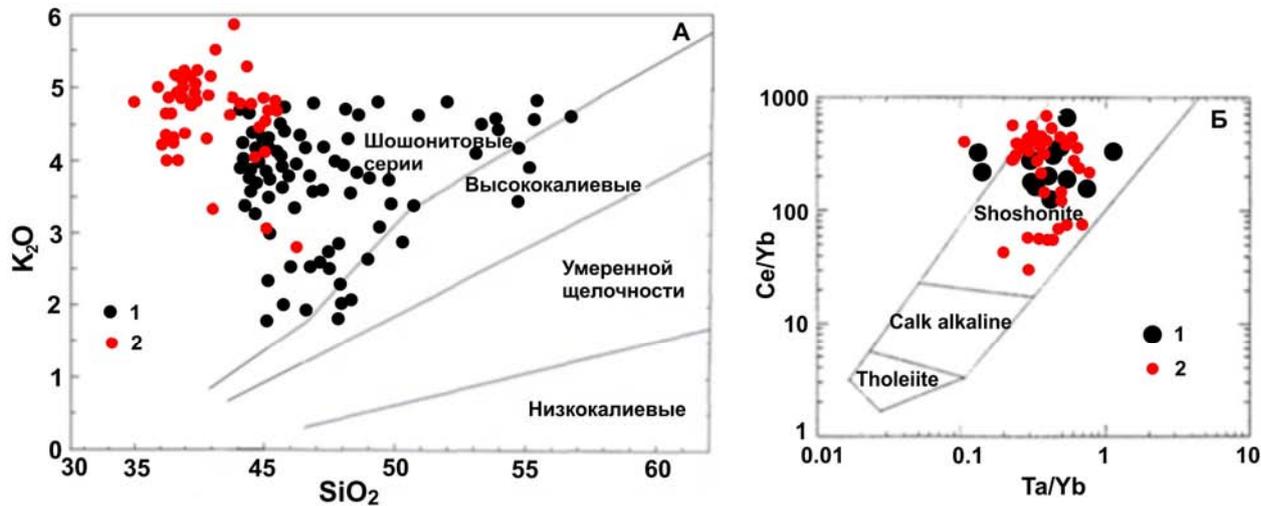


Рис. 1.106. Породы Элисенваарско-Вуоксинского комплекса на дискриминантных сериальных диаграммах: А – [Le Maitre et al., 2002]; Б – [Pearce, 1982], с использованием данных [Eklund et al., 1998; Балтыбаев и др., 2000; Woodard et al., 2014]: 1 – plutonic (породы Элисенваарского и Вуоксинского массивов); 2 – субвулканические (дайки лампрофиров Акионсалми – Калто)

Все породы обогащены P_2O_5 : 2–8 % в апатитоносных калиевых ультрамафитах; 0.3–0.7 % в сиенитах и гранитоидах. Для них характерны также высокие концентрации Ва и Sr, достигающие 1 % и более, LREE (1.5 %), F (1.5–0.2 %) и относительно пониженные, г/т, Nb (10–30), Ta (0.5–2.0), Cr (20–150), Ni (10–160).

Спектры распределения редкоземельных элементов резко фракционированы, лишены европейских минимумов и однотипны для всех разновидностей пород: от ультрамафитов и лампрофиров до сиенитов и гранитоидов [Иващенко, 1999; Балтыбаев и др., 2000; Eklund et al., 1998 и др.]

(рис. 1.107). Некоторые породы Элисенваарских интрузий по уровню обогащения легкими REE относительно хондрита сопоставимы с ультраосновными щелочными породами, карбонатитами, лампроитами и кимберлитами. В гранитоидах и сиенитах содержания REE несколько снижаются по сравнению с мафитами, однако спектр их распределения в целом не меняется и резко отличается от распределения REE в других магматических породах Приладожья.

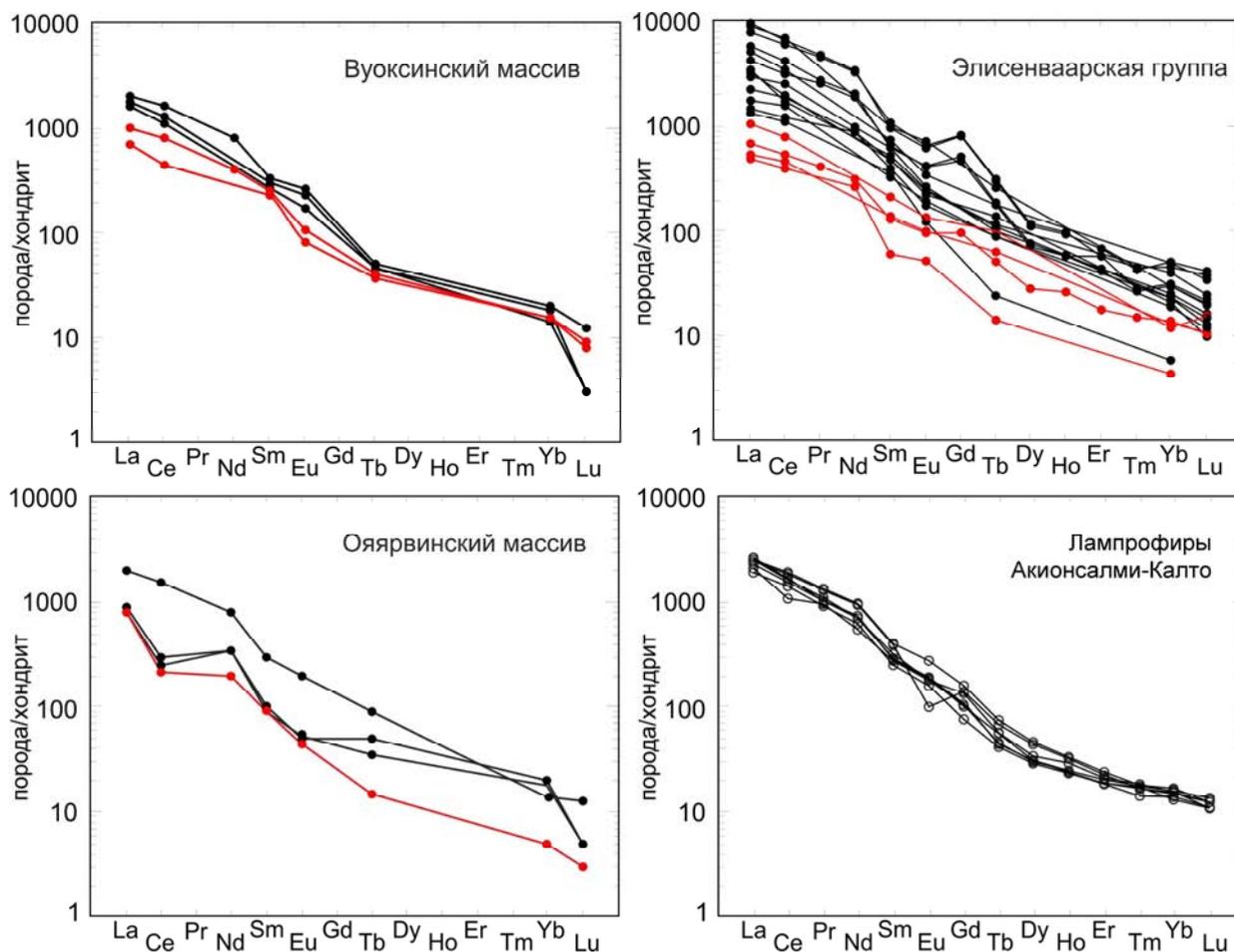


Рис. 1.107. Нормированное к хондриту [McDonough, Sun, 1995] распределение редкоземельных элементов в породах элисенваарско-вуоксинского комплекса. Вуоксинский и Ояярвинский массивы по данным [Балтыбаев и др., 2000; Eklund et al., 1998]; лампрофиры Акионсалми – Калто с использованием данных [Woodard et al., 2014]. Черное – мафиты, ультрамафиты; красное – средние и кислые породы

Отмеченные петрохимические и геохимические особенности посторогенных пород Элисенваарско-Вуоксинского комплекса соответствуют классической шошонит-латитовой ассоциации по [Morrison, 1980; Таусон, 1982] и резко отличают их от других интрузивных пород Приладожья с калиевой щелочностью – позднеорогенных S-гранитов и анорогенных гранитов рапакиви.

Апатитоносные калиевые ультрамафиты не содержат модальных фельдшпатоидов, щелочных темноцветных минералов и оливина, однако по содержанию щелочей и кремнезема соответствуют оливин-нефелин ± лейцит нормативным щелочно-ультраосновным породам. Это, по-видимому, объясняется наличием в их составе значительных количеств несиликатных минералов (апатита, магнетита, кальцита) и биотита (частью автотемасоматического). На классификационных диаграммах состава пород, пересчитанные за вычетом апатита и магнетита, смещаются в сторону пород нормального ряда. Относительно простой и выдержанный в видовом аспекте минеральный состав с Ba- и Sr-содержащими полевыми шпатами (вплоть до цельзиана и слаусонита) и обогащенным Ba и Ti (до 7 % каждого) биотитом позволяет соотносить эти породы с лампрофирами известково-щелочного ряда [Rock, 1991]. На основании вещественного состава и структурных признаков весь комплекс ультрамафитов был рассмотрен [Parsadanyan et al., 1998; Богачев и др., 1999б; Кононова и др., 1999, 2002; Балтыбаев и др., 2000 и др.] как специфические апатитовые высококалийные известково-щелочные лампрофиры и их интрузивные аналоги.

По минеральному составу и петрохимическим особенностям (табл. 1.19) лампрофиры даек рассматриваемого комплекса классифицируются как минетты, керсантиты и вогезиты.

Структурная позиция анальцима в лампрофирах (в виде оцеллей – аналогов миндалинов в гипабиссальных породах) определяет его постмагматическое происхождение в условиях низких давлений и температур и пересыщенности водой. Кристаллизация оцеллей анальцима в гидротермальную стадию при его полном отсутствии в виде вкрапленников свидетельствует, согласно результатам исследований проблемы магматических цеолитов [Петров, 1980; Liou, 1971], о маловероятности принадлежности исследуемых анальцимовых лампрофиров уже только по этому признаку к щелочному ряду пород. С петрологической точки зрения анальцим в них играет роль водного аналога альбита и, следовательно, не является индикаторным минералом повышенной щелочности условий образования лампрофиров. В соответствии с результатами физико-химических и термодинамических исследований цеолитов [Liou, 1971] анальцим во вкрапленниках может выделяться только в щелочных породах.

Анальцимовые лампрофиры Западного Приладожья не содержат фельдшпатоидов и щелочных темноцветных минералов, но благодаря высоким содержаниям биотита (до 30–40 %) и несиликатных минералов (апатита и карбоната – в сумме до 20 %) попадают на классификационных петрохимических диаграммах [Классификация..., 1981] в поля щелочных основных и ультраосновных пород. По особенностям химического состава (табл. 1.19), величине K/Na (0.8–3.1), коэффициента апатитности (0.4–1.1), Ni/Co (1.1–2.4) и Ba/Sr (1.1–2.4) они относятся к шошонитовой серии. Некоторые из рассматриваемых лампрофиров по химическому составу (MgO 9–10 мас. %; K₂O 5–6 мас. %; K/Na 3.0–3.1) близки крайним членам лампроитовой серии. Они характеризуются высокими значениями коэффициента фракционирования легких редкоземельных элементов (Ce^N/Yb^N = 50–125), отсутствием европиевого минимума (Eu^N/Sm^N = 0.5–0.68) и значительными вариациями индексов дифференциации (DI = 30.7–74.0) и фракционирования (FI = 17.7–68.6) Ч. Хьюджеса [1988].

Таблица 1.19

Химический состав лампрофиров Приладожья, мас. %

Окислы	Акионсалми – Калто							Мейери	Тюннюр-сари
	1	2	3	4	5	6	7		
	(9)	(5)	(8)	(2)	(2)	(3)	(5)	(7)	(6)
SiO ₂	38.56	38.56	38.91	39.51	41.26	42.07	45.18	45.23	45.50
TiO ₂	1.49	1.38	1.34	1.82	1.98	1.88	1.78	1.21	2.12
Al ₂ O ₃	12.03	12.34	12.41	10.78	11.07	10.78	14.61	13.34	13.21
Fe ₂ O ₃	5.03	4.16	3.28	4.15	4.46	4.37	3.88	3.26	3.65
FeO	5.74	5.85	5.82	4.67	4.67	4.77	6.54	6.56	5.49
MnO	0.14	0.16	0.14	0.12	0.09	0.11	0.15	0.14	0.12
MgO	8.87	9.02	8.18	6.28	6.43	7.23	6.00	7.71	6.70
CaO	11.21	10.69	10.80	14.20	12.23	11.91	7.51	10.14	9.66
Na ₂ O	1.91	1.51	2.30	2.80	2.29	1.55	3.27	1.42	3.15
K ₂ O	4.62	4.97	4.58	4.27	4.72	5.58	4.81	4.13	4.53
P ₂ O ₅	2.80	2.93	2.71	3.95	4.07	3.98	2.43	2.41	1.05
Li ₂ O	0.0049	0.0050	0.0039	0.0055	0.0056	0.0055	0.0032	0.0050	0.0064
Rb ₂ O	0.0075	0.0084	0.0077	0.0080	0.0085	0.0089	0.0084	0.0103	0.0083
Cs ₂ O	0.0006	0.0005	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0007	0.0005
BaO	1.05	1.35	1.35	0.70	0.88	0.88	0.68	0.66	0.96
SrO	0.56	0.72	0.73	0.46	0.79	0.66	0.65	0.51	1.00
ZnO	0.0115	0.0168	0.0184	0.0200	0.0200	0.0160	0.0198	0.0187	0.0193
Cr ₂ O ₃	0.0210	0.0176	0.0162	0.0112	0.0100	0.0121	0.0100	0.0056	–
V ₂ O ₅	0.0472	0.0480	0.0339	0.0296	0.0335	0.0352	0.0309	0.0250	–
CoO	0.0030	0.0040	0.0041	0.0045	0.0040	0.0043	0.0053	0.0041	–
NiO	0.0100	0.0120	0.0101	0.0083	0.0041	0.0094	0.0061	0.0050	–
CuO	0.0030	0.0032	0.0039	0.0030	0.0030	0.0040	0.0035	0.0023	0.0060
ппп	5.52	6.00	6.75	5.94	4.24	3.32	2.42	3.12	3.11
K/Na	1.60	2.17	1.31	1.00	1.36	2.37	0.97	1.91	0.91
K _a	0.68	0.64	0.70	0.86	0.80	0.80	0.72	0.51	0.77
K _f	0.40	0.37	0.38	0.43	0.43	0.40	0.48	0.41	0.42

Примечание. 1–9 – номера даек лампрофиров; в скобках (9) – число анализов; при расчете средних содержаний для лампрофиров Мейери и Тюннюрсари использовались также данные А. П. Светова и Л. П. Свириденко [1995]; K_a = (Na+K)/Al; K_f = ΣFe/(ΣFe+Mg); по данным рентгено-спектрального и рентгено-флюоресцентного анализов в лампрофирах содержится (в мас. %): TR₂O₃ – 0.2–0.6, Zr – 0.032–0.052, Pb – 0.0064–0.0092, Nb – 0.0005–0.0018, Th – 0.0006–0.0016.

Состав флюидов в них отличается повышенной восстановленностью (K_v 0.3–0.4) и углеродистостью (K_c 12–39 %).

Лампрофиры района Калто – Акионсалми Западного Приладожья по геологическому положению и комплексу признаков (исключая анальцит и более высокие содержания апатита), отражающих особенности их вещественного состава, тождественны дайкам лампрофиров с возрастом 1.7–1.8 млрд лет, ассоциирующих с посторогенными магматическими комплексами на территории Финляндии – районы Ова, Нильсия, Хаукивеси, Вуотъярви, Сувяри и др. [Eklund et al., 1998; Woodard, 2010 и др.]. Они также во многом (за исключением более высоких концентраций REE) сходны с алмазонасными (7–12 карат/тонну) минеттами (возраст 1.85 млрд лет) площади Паркер Лейк Канадского щита [Каминский, Саблуков, 2002].

Приведенные данные об анальцитовых лампрофирах Западного Приладожья характеризуют их как исключительно сложные магматические образования, занимающие особое положение в классификационной схеме магматических пород между умеренно щелочными и щелочными породами. Особенности состава и внедрения изучавшихся даек лампрофиров позволяют рассматривать их в качестве индикаторов зон и центров повышенной эндогенной активности, перспективных на полезные ископаемые мантийного происхождения, для части из которых лампрофиры могут выступать в роли носителя.

Калиевые ультрамафиты (SiO_2 39–40 %), включая и дайки лампрофиров, отличающиеся весьма устойчивым составом на большой территории Приладожья (~150 км с юга на север), по-видимому, являются наиболее примитивным членом рассматриваемой посторогенной серии, отвечающим составу ее родоначальной магмы [Балтыбаев и др., 2000 и др.]. Ведущим механизмом дифференциации этого расплава, наиболее вероятно, служило кристаллизационное фракционирование клинопироксена, биотита, апатита и магнетита на ранних стадиях и амфибола и полевых шпатов на поздних. Свидетельствами этого являются ранняя кристаллизация пироксена, биотита и апатита в мафитах, установленная петрографическими исследованиями, наличие кумулатов из этих минералов и положение их составов на различных вариационных диаграммах в интервале 32–40 % SiO_2 , т. е. более основных, чем родоначальная магма.

Моделирование процессов фракционной кристаллизации методом наименьших квадратов на примере Вуоксинского массива показало [Балтыбаев и др., 2000 и др.], что 55–60 %-е фракционирование Bt , Crx , $Ap \pm Spn$, Mgn объясняет первую стадию дифференциации – ультрамафит → монцодиорит, а 60–80 %-е фракционирование Hbl , Pl , $Bt \pm AFsp$, Mgn , Spn , Ap – вторую – монцодиорит → кварцевый монзонит (гранодиорит).

Предполагается [Балтыбаев и др., 2000 и др.], что дифференциация происходила в промежуточной магматической камере в средней-верхней коре при давлении около 5 кбар и температуре не ниже 800 °C без значительной ассимиляции корового материала, которая бы привела к существенному изменению изотопных и геохимических характеристик гранитоидных разновидностей пород. Продолжающиеся инъекции лампрофировой магмы обусловили появление гибридных составов и субвулканической дайковой фации.

Высокие содержания в родоначальных ультрамафитах P, F, LREE, некоторых LIL-элементов и низкие Cr, Ni, Co свидетельствуют о сложной природе источника и вероятном участии в его формировании процессов мантийно-корового взаимодействия и/или мантийного метасоматоза [Eklund et al., 1998; Parsadanyan et al., 1998; Кононова и др., 1999]. Низкие $^{86}Sr/^{87}Sr$ (0.7030–0.7040) отношения и некоторые другие особенности изотопной геохимии пород и минералов указывают на мантийный источник с небольшой долей корового компонента [Пушкарев, Рюнгенен, 1995]. Модельный возраст метасоматических преобразований этого источника равен 2.0 млрд лет [Кононова и др., 2002]. Присутствие корового компонента в мантийных источниках в современной геологии связывают с субдукционными процессами, синхронными с исследуемым магматизмом или более древними, изменившими состав мантии до зарождения магм. Размещение массивов элисенваарско-вуоксинского комплекса в пределах свекофеннид и геохронологические данные об их становлении сразу же после свекофеннской орогении не противоречат этому объяснению.

Проявление на юго-востоке Фенноскандинавского щита на рубеже 1.8 млрд лет посторогенного магматизма, вероятно, связано с эндогенной активностью Трансскандинавского интрузивного пояса (ТИБ) на его ЮЗ и континентальной коллизией на ЮВ (Волго-Сарматия), обусловившими формирование тектонически напряженной зоны на юго-восточной окраине щита и метасоматические преобразования мантии с последующим инициированием магматической деятельности [Rutanen, 2010]. Важным условием для этого могла быть также декомпрессия участков верхней мантии, приуроченных к периферической части Балтийского нуклеара [Терехов, Балугев, 2011].

Маткаселькский комплекс

Пространственно посторогенные магматические образования маткасельского комплекса образуют три разобщенных ареала в Северном Приладожье – маткасельский, латвасюрский и питкярантский. Результаты комплексных исследований этих лейкогранит-пегматитовых интрузий и пегматитов отражены в многочисленных работах [Шуркин, 1958; Гродницкий, 1982; Артамонова и др., 1985; Иващенко, 1987; Гавриленко, Калиничева, 1991; Богачев и др., 1999а и др.]. Всеми исследователями отмечался их постметаморфический и посткинematический характер с четким контролем размещения поздними дизъюнктивными нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания. Они прорывают, а часто содержат и ксенолиты всех ранее сформированных пород, включая претерпевшие метаморфические преобразования и складчатые деформации сланцы сортавальской и ладожской серий (рис. 1.108).



Рис. 1.108. Жила пегматоидного гранита с ксенолитами амфиболовых сланцев сортавальской серии, латвасюрский ареал посторогенных гранитоидов

В структурном аспекте ареалы распространения посторогенных гранитов приурочены к зонам сочленения антиклинальных и синклинальных структур [Богачев и др., 1999а]. Для Маткасельского ареала это Рускеальская антиклиналь и Янисъярвинский синклинорий, для двух остальных ареалов – обрамление и краевые части гнейсогранитных куполов.

Возраст лейкогранитов и пегматитов Маткасельского комплекса составляет ~1.8 млрд лет по аналогии с массивом Пуривеси в Финляндии [Нухма, 1986].

Посторогенные лейкограниты и пегматиты Маткасельского ареала являются наиболее представительными в целом для данного комплекса. В пределах ареала закартированы относительно крупные массивы лейкогранитов (Яккимский – 2 км², Маткасельский – ~6.5 км², Кюренлампинский – ~10 км², Вахвярвинский – ~8 км²), дайки и жилы пегматоидных гранитов и пегматитов, которые в виде пояса субширотного – северо-западного простирания прослеживаются от оз. Вахвярви на востоке до пос. Яккима на западе. На сопредельной территории Финляндии выделяется крупный (~100 км²) массив турмалиновых пегматоидных гранитов, сопровождающийся мелкими интрузиями-сателлитами и пегматитами.

На современном эрозионном срезе массивы имеют линзовидную (Яккимский) или овальную форму, контролируясь тектоническими нарушениями субширотного-северо-западного направления в составе Рускеальского глубинного разлома (рис. 1.109).

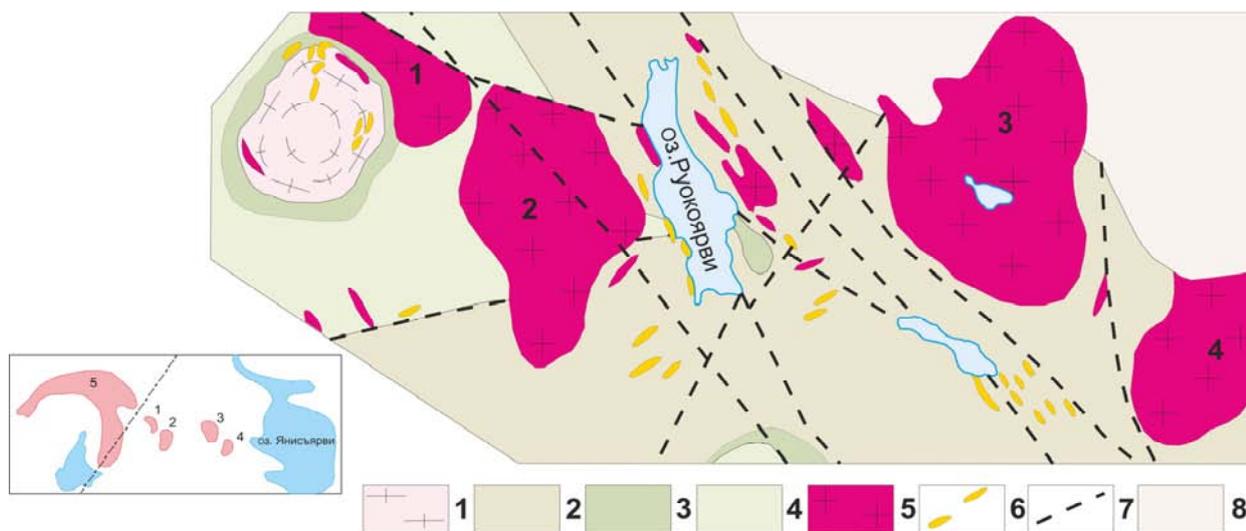


Рис. 1.109. Схема геологического строения района Якима – Вахварви [Богачев и др., 1999б]:

1 – архейские гнейсограниты и мигматиты Якимского купола. Нижний протерозой: 2, 3 – питкяртанская свита (2 – амфиболиты, 3 – амфиболовые и биотит-амфиболовые углеродистые сланцы); 4 – ладожская серия, нерасчлененная, биотитовые сланцы. Маткасельский комплекс: 5 – двуслюдяные турмалиновые лейкограниты и пегматоидные лейкограниты, 6 – жилы пегматитов. 7 – Разломы. 1–5 на схеме – массивы: 1 – Якимский, 2 – Маткасельский, 3 – Кюренлампинский, 4 – Вахварвинский, 5 – Китти (Финляндия), 6 – жильный узел Пирттипохья

По геофизическим данным и полевым наблюдениям массивы представляют собой систему полого-залегающих эшелонированных тел мощностью до первых сотен метров с крутым магмаподводящим каналом в одном из контактов.

Жилы пегматитов и дайки лейкогранитов на маткасельской площади обычно пространственно сближены с тем или иным массивом, изредка образуют самостоятельные жильные узлы вне связи с массивами. Наиболее крупным таким узлом является Пирттипохский (рис. 1.109), где на площади ~2 км² обнаружено около 30 даек пегматоидных гранитов и пегматитов протяженностью до нескольких сотен метров и мощностью до первых десятков метров. Здесь же распространены многочисленные кварцевые жилы (до 40 см мощностью) с мусковитом, полевым шпатом, бериллом, андалузитом, тесно ассоциирующиеся с пегматитами.

Характерной чертой маткасельских гранитов является их исключительная минералого-петрографическая фациальная изменчивость в пределах отдельных тел и обнажений, отражающая их позднемагматические и аутометасоматические преобразования с формированием на заключительной стадии кварц-мусковитовой и альбит-редкометалльной ассоциаций с минералами Li, Be, Sn, Ta, Nb и др. Широкое развитие имеют фации двуслюдяных пегматоидных гранитов, местами обогащенных турмалином (до 10 %), и гранит-аплитов с обильным марганцевистым гранатом, что свидетельствует об их формировании при давлении, не превышающем 2.5–2.8 килобар [Green, 1981], т. е. о гипабиссальных условиях.

Полевые шпаты и слюды рассматриваемых гранитов имеют повышенные содержания редких щелочей, в совокупности с другими особенностями указывающие на их редкометалльную специализацию.

На дискриминантной диаграмме R1-R2 [Batchelor, Bowden, 1985] большинство анализов лейкогранитов Маткасельки и Латвасюрья располагаются преимущественно в поле коллизионных и постколлизионных гранитоидов.

По петрохимическим особенностям граниты маткасельского комплекса относятся к кали-натровой серии высокоглиноземистых лейкогранитов нормального ряда. Они характеризуются крайне низкими содержаниями Ti, Fe, Mg, Ca и высокой глиноземистостью (рис. 1.110). В их нормативном составе почти всегда отмечается корунд.

Для лейкогранитов устанавливаются устойчивые, вне зависимости от фациальной приуроченности к той или иной части интрузий, очень низкие и примерно одинаковые содержания Ba, Sr, Zr, Hf, Y, Th, LREE, согласующиеся с их лейкократовым составом и, соответственно, обедненностью мафическими компонентами – Ti, Fe, Mg, Ca. Они обогащены F, B, Li, Cs, Nb, U, Sn, Be и обеднены Ba, Zr, Th и имеют наиболее низкие значения K/Rb, K/Cs и высокие – Rb/Ba индикаторных отношений. Пегматоидные граниты и лейкограниты комплекса отличаются низкими содержаниями P3Э и пологим, почти горизонтальным профилем их распределения с резко выраженным европейским минимумом (рис. 1.111).

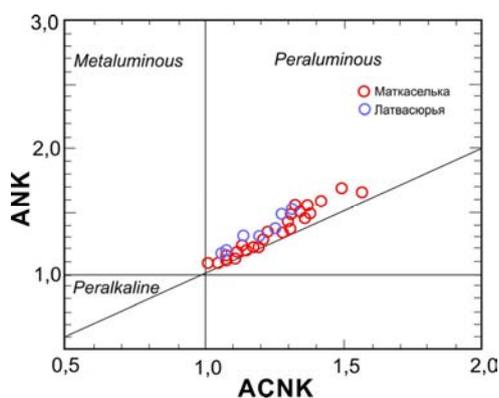


Рис. 1.110. Диаграмма ANK – ACNK [Maniar, Piccoli, 1989] для лейкогранитов маткасельского комплекса

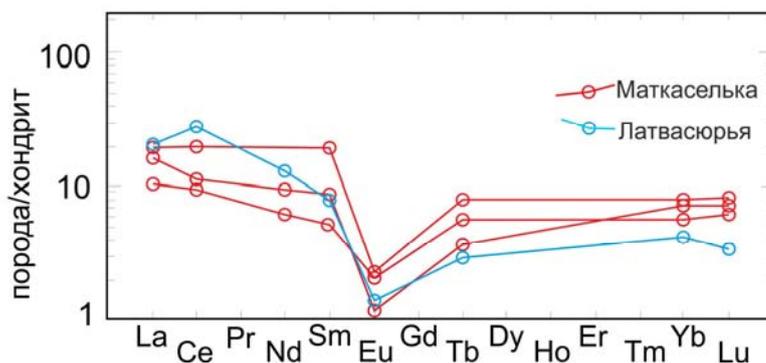


Рис. 1.111. Распределение редкоземельных элементов в лейкогранитах маткасельского комплекса [Богачев и др., 19996]. Нормировка к хондриту по [Boynnton, 1984]

Эти характеристические геохимические особенности лейкогранитов являются несомненно унаследованными от источника (метапелиты), что находит подтверждение в широком распространении аналогичных гранитов во многих орогенах [Розен, Федоровский, 2001] и в воспроизведении их составов в экспериментах по дегидратационному плавлению [Douce, Beard, 1995; Douce, Harris, 1998].

По систематике П. Силвестра [Sylvester, 1998] лейкограниты Северного Приладожья относятся к перглиноземистым гранитам (ACNK до 1.5 и более) с низким значением CaO/Na₂O (рис. 1.112). Их источник – метапелитовые гнейсы или гранулиты. На данных диаграммах поле составов лейкогранитов (Латвасюрья, Маткаселька) коррелирует с областью составов экспериментальных метапелитовых расплавов, а позднеорогенных гранитов – граувакковых.

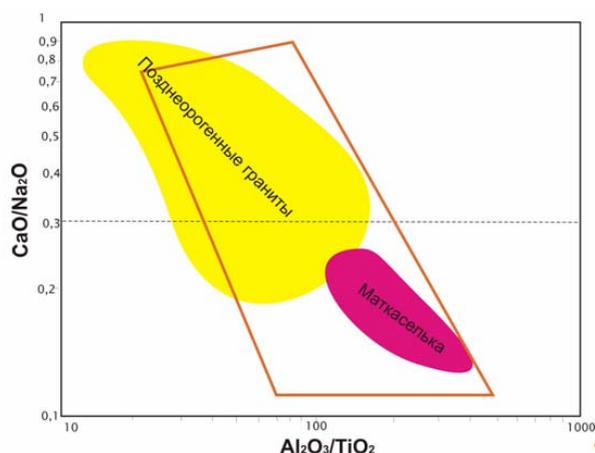


Рис. 1.112. Диаграмма CaO/Na₂O – Al₂O₃/TiO₂ [Sylvester, 1998] для пост- и позднеорогенных гранитоидов Приладожья

Коричневая трапеция – поле составов постколлизийных высокоглиноземистых гранитов. Пунктирная линия разделяет граниты с высоким (>0.3) и низким (<0.3) отношением CaO/Na₂O, что приблизительно соответствует экспериментальным расплавам, полученным при безводном плавлении метаграувакковых и метапелитовых пород

Зарождение лейкогранитных магм Северного Приладожья могло быть вызвано адиабатической (изотермической) декомпрессией при быстром подъеме зон глубинного корового анатексиса [Балтыбаев и др., 2000]. В отличие от моновариантных кривых дегидратационного плавления биотитовых метаграувакк, имеющих крутой наклон в координатах, примерно такой же, как у линии адиабатической декомпрессии, моновариантные кривые плавления мусковитовых (или биотит-мусковитовых) метапелитов имеют пологий наклон, пересекая линию адиабатической декомпрессии [Douce, Beard, 1995].

1.3.4. Анортозит-рапакивигранитная (1.60–1.53 млрд лет) магматическая ассоциация

Введение

Граниты рапакиви с давних пор вызывают интерес геологов необычностью своих структур и состава, размерами интрузивных тел и разнообразием ассоциирующих горных пород. Первое, что привлекает внимание, – это характерные маргинационные структуры. Такие граниты, насыщенные крупными овоидами щелочного полевого шпата, образуют крупные и даже гигантские батолиты, площадь которых может достигать десятков тысяч квадратных километров. В истории геологического развития

планеты они в больших объемах появляются только в конце палеопротерозоя и практически исчезают к концу неопротерозоя. Необычным является и минеральный состав гранитов рапакиви, для которого характерно сочетание минералов, типичных как для гранитов, так и для основных пород. Весьма специфичны и разнообразны ассоциирующие с гранитами рапакиви типы горных пород. Особенно характерна их ассоциация с анортозитами.

Также достаточно интересен и необычен минерагенический облик этих гранитов и ассоциирующих с ними пород. До недавнего времени граниты рапакиви в этом отношении явно недооценивались и традиционно рассматривались как металлогенически «стерильные». Положение с оценкой их потенциальной рудоносности резко изменилось несколько десятилетий тому назад, когда в ассоциации с ними было открыто большое количество промышленных месторождений различных типов, и была установлена важная рудогенерирующая роль этих пород. Например, открытие в 60–70-х годах прошлого века уникальных по масштабам оловорудных месторождений Бразилии, связанных с гранитами рапакиви, выдвинуло эту страну в число мировых лидеров по запасам и добыче олова. В Австралии в 1975 г. в гранитах рапакиви было открыто гигантское Cu-U-Au-Ag-REE месторождение Олимпик Дам. В Канаде в 1994 г. в троктолитах анортозит-гранитного комплекса Найн было выявлено крупнейшее Cu-Ni-Co месторождение Войсис Бей. С самими же анортозитами ассоциируют крупные и крупнейшие Fe-Ti-апатитовые месторождения, такие как Лак Тио и Аллард Лейк в Канаде и Теллес в Норвегии.

Термин «рапакиви» является финским словом, которое означает «крошащийся камень». Впервые научное описание гранитов рапакиви было дано более 100 лет тому назад в классической работе Дж. Седерхольма «Финляндские породы, носящие название рапакиви» [Sederholm, 1891], в которой он описал ареал распространения, петрографию и химизм финских гранитов рапакиви. А. Ворма [Vorma, 1976] дает понятие структуры рапакиви, которая определяется наличием: (1) овоидной формы мегакристаллов щелочного полевого шпата, (2) олигоклаз-андезиновых оболочек, обрамляющих овоиды, хотя некоторые овоиды не имеют таких оболочек, (3) двух генераций щелочного полевого шпата и кварца, причем наиболее ранняя идиоморфная генерация кварца кристаллизовалась как высокий кварц.

Характерной особенностью плутонов рапакиви является их посттектонический характер, полифазность и резкие эруптивные взаимоотношения с вмещающими породами, с образованием высокотемпературных контактовых роговиков [Anderson, 1983]. Становление плутонов происходило преимущественно в гипабиссальных условиях. В подавляющем большинстве случаев они не подвергаются региональному метаморфизму и складчатым дислокациям.

Наряду со специфическим геологическим положением плутонов и своеобразными структурными особенностями, для гранитов рапакиви характерна также принадлежность к бимодальной магматической ассоциации, специфика минерального состава, выражающаяся в присутствии очень высокожелезистых Fe-Mg-силикатов, обогащение большинством некогерентных элементов и F, свидетельствующее об их принадлежности к гранитам А-типа. Среди разнообразия определений гранитов рапакиви наиболее приемлемым представляется определение, которое было дано в работе [Haapala, Rämö, 1992]. Согласно ему, граниты рапакиви – это граниты А-типа, характеризующиеся присутствием, по крайней мере в крупных батолитах, гранитных разновидностей со структурами рапакиви. Это лаконичное определение учитывает и геологическое положение батолитов гранитов рапакиви, и ассоциации магматических пород, петрографию и минералогию, и химизм этих гранитов.

Граниты рапакиви являются характерной и неотъемлемой частью большинства древних платформ мира. Распределение гранитов рапакиви в пространстве очень неравномерное. Наиболее насыщены плутонами рапакиви Восточно-Европейская, Северо-Американская и Южно-Американская платформы. Существенно менее развиты эти граниты в пределах Сибирской и Северо-Китайской платформ и еще меньше – в Австралии, Африке и Антарктиде. Плутоны гранитов рапакиви вместе с ассоциирующими породами могут образовывать как гигантские трансконтинентальные полихронные пояса протяженностью в тысячи километров, так и отдельные группы массивов близкого возраста. Характерной особенностью большинства плутонов гранитов рапакиви является их приуроченность к протерозойским складчатым поясам.

Граниты рапакиви ассоциируют с достаточно широким кругом близких по возрасту (когенетичных и/или комагматичных) магматических пород. Для Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ наиболее обычна их ассоциация с автономными анортозитами по [Богатиков, 1979] или «massif-type anorthosite» по [Ashwal, 1993]. Важно отметить, что анортозиты этого типа образуют самостоятельные массивы, иногда достигающие гигантских размеров (тысячи квадратных километров).

Рапакивигранитсодержащие магматические комплексы иногда включают чарнокиты, образующиеся в несколько более глубоких условиях [Великославинский и др., 1978]. Близость по химизму и минералогии этих двух типов гранитоидов была отмечена в целом ряде работ [Свириденко, 1968]. В ряде случаев к гранитам рапакиви присоединяются щелочные граниты [Недашковский, Ленников, 1991; Emslie et al., 1994; Larin et al., 1997] и даже щелочные породы [Заварицкий, 1937]. Известны также рапакиви, для которых характерна ассоциация с совершенно другими типами пород – породами шошонитовой и ультракалиевой серий и гранитами S-типа [Wernick, Menezes, 2001; Ларин, 2011]. Более или менее общей для большинства плутонов гранитов рапакиви является ассоциация с поясами даек преимущественно мафического состава, а в ряде случаев с вулканитами, обычно образующими бимодальные серии, в которых доминируют породы кислого состава.

Геологическое положение и возраст

В пределах Балтийского щита и западной части Восточно-Европейской платформы в целом развиты представители анортозит-рапакивигранитной ассоциации. Формирование этой ассоциации охватывает достаточно широкий возрастной интервал 1789–1470 млн лет. Массивы этого типа локализованы почти исключительно в пределах крупнейшей палеопротерозойской складчатой области (2.1–1.85 млрд лет; [Claesson et al., 2001]), расположенной между тремя крупными архейскими кратонами: Карельским, Сарматским и Волго-Уральским (рис. 1.113). В пределах этой части платформы они

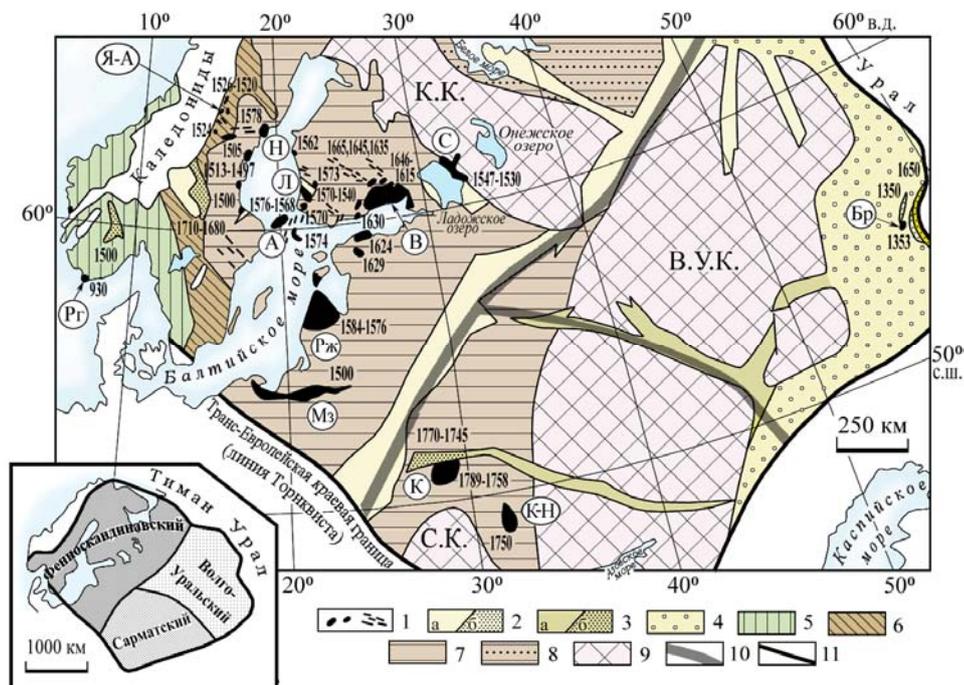


Рис. 1.113. Схема размещения плутонов рапакиви и ассоциирующихся пород на Восточно-Европейской платформе. С использованием материалов [Andersson, 1997; Claesson et al., 2001; Bogdanova et al., 2008 и др.]:

1 – плутоны анортозит-рапакивигранитной магматической ассоциации и ассоциирующие с ними дайковые пояса, цифра – возраст массива в млн лет; 2 – среднерифейские авлакогены (а – амагматичные или с базальтоидным магматизмом, б – с бимодальными вулканическими комплексами); 3 – раннепротерозойские и раннерифейские авлакогены и рифтогенные трюги (а – амагматичные, б – с бимодальными вулканическими комплексами); 4 – ранне-среднерифейская пассивная континентальная окраина; 5–7 – аккреционные складчатые пояса: 5 – Готский (1.70–1.55 млрд лет); 6 – Транскандинавский (1.83–1.77 млрд лет); 7 – Свеккофеннский и Сарматский (2.1–1.85 млрд лет); 8 – Беломорский складчатый пояс (AR-PR12); 9 – архейские кратоны (К.К. – Карельский, С.К. – Сарматский, В.У.К. – Волго-Уральский); 10 – раннепротерозойские сутурные зоны, разделяющие главные коровые сегменты Восточно-Европейской платформы; 11 – граница Восточно-Европейской платформы. Массивы гранитов рапакиви (в кружках): А – Аландский, Бр – Бердяшский, В – Выборгский, К – Коростеньский, К-Н – Корсунь-Новомиргородский, Л – Лайтила, Мз – Мазурский, Н – Нордингра, Рг – Роголанд, Рж – Рижский, С – Салминский, Я-А – Ямтланд-Ангерманландская ассоциация

Врезка. Главные коровые сегменты Восточно-Европейской платформы по [Bogdanova et al., 2008]

образуют два гигантских пояса: субмеридиональный и субширотный. Первый протягивается вдоль западной границы платформы более чем на 2500 км, от батолитов Украинского щита до массивов Центральной Швеции (Нордингра, Рагунда и др.). Второй, Ладожско-Далекарлийский, протягивается почти на 2000 км вдоль южной границы Балтийского щита. Возрастной интервал между их внедрением и последней складчатостью составляет 200–350 млн лет. Внедрение большинства плутонов происходило по долгоживущим ослабленным зонам. На Балтийском щите их положение в ряде случаев контролируется поздне Svecofennicкими коллизионными швами. Эти же швы контролируют и размещение более поздних йотнических наложенных грабенов. Наиболее отчетливо это выражено в субширотном Ладожско-Далекарлийском поясе, в пределах которого локализованы такие крупные батолиты, как Салминский, Выборгский, Рижский, Аландский. Эти плутоны наследуют более древний структурный план, представленный поздне Svecofennicкими постколлизионными магматическими и метаморфическими образованиями, формирование которых происходило в возрастном интервале 1.84–1.76 млрд лет [Eklund et al., 1998; Väisänen et al., 2000] (рис. 1.114).

В Северном Приладожье размещаются два крупнейших плутона рассматриваемой ассоциации, Салминский и Выборгский, расположенные на восточном окончании Ладожско-Далекарлийского пояса. Эти два батолита принадлежат к двум разным возрастным группам: Выборгский – 1627–1650 млн лет и Салминский – 1530–1547 млн лет.

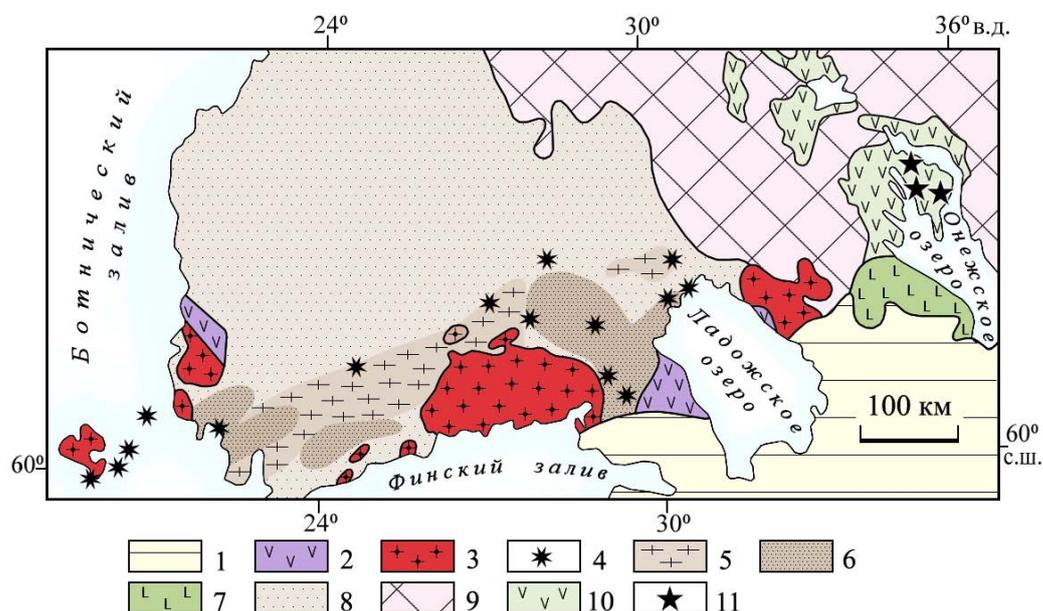


Рис. 1.114. Ладожско-Далекарлийский пояс анортозит-рапакивигранитных плутонов (1660–1530 млн лет):

1 – чехол Восточно-Европейской платформы; 2 – грабены йотния; 3 – плутоны анортозит-рапакивигранитного типа; 4–6 – поздне Svecofennicские (постколлизионные) комплексы: 4 – интрузивные тела шошонитовой и ультракалевой ассоциаций (1815–1770 млн лет), 5 – зоны развития калиевых гранитов S-типа (1840–1790 млн лет), 6 – зоны проявления HT/LP гранулитового метаморфизма; 7 – впадины вепсия (вулканогенно-осадочные и осадочные комплексы петрозаводской и шокшинской свит, силлы габбро-долеритов – 1760 млн лет); 8 – ранне Svecofennicские комплексы; 9 – архейские образования Карельского кратона; 10 – раннепротерозойские впадины (сумий, ятулий, людиковий) Карельского кратона; 11 – U-V-PGE месторождения Средняя Падма, Космозеро, Царевское (1760–1780 млн лет)

Выборгский батолит (рис. 1.115) имеет неправильную овальную форму и занимает площадь около 18 000 км², а с учетом его южной части, скрытой под акваторией Финского залива, общая площадь плутона может возрасти примерно до 30 000 км². На севере к нему примыкают два его сателлита: Ахвенисто, имеющий кольцевое строение, и Суомениеми. Породы батолита прорывают гнейсы и сланцы Svecofennicского комплекса, с образованием контактовых роговиков. В строении Выборгского батолита, наряду с гранитоидами, принимают участие и близкие по возрасту породы основного состава, однако гранитоиды резко преобладают. Большую часть плутона слагают выборгиты (грубозернистые биотит-амфиболовые граниты с овоидальными мегакристами ортоклаза, окруженными плагиоклазовыми

оболочками), примерно 80 % его площади. Остальная часть массива сложена питерлитами (преимущественно биотитовыми, реже биотит-амфиболовыми гранитами с овоидным ортоклазом без плагиооклазовых оболочек), порфиroidными гранитами рапакиви (преимущественно биотитовыми гранитами с мегакристами ортоклаза, иногда имеющими плагиооклазовые оболочки), грубозернистыми до равномернозернистых фаялит-амфиболовыми (иногда с клинопироксеном) обычно темноокрашенными гранитами (тирилиты), кварцевыми сиенитами и кварцевыми монцонитами (лапееграниты), равномернозернистыми амфиболовыми и биотитовыми гранитами, порфиroidными лейкократовыми биотитовыми гранитами. С биотитовыми гранитами ассоциируют наиболее поздние топазсодержащие граниты, образующие небольшие штокообразные тела и дайки в западной части батолита. Кроме того, имеется небольшое количество даек аплитов и пегматитов, а в штоке Суомениеми и эгиринсодержащих щелочно-полевошпатовых сиенитов [Rämö, 1991].

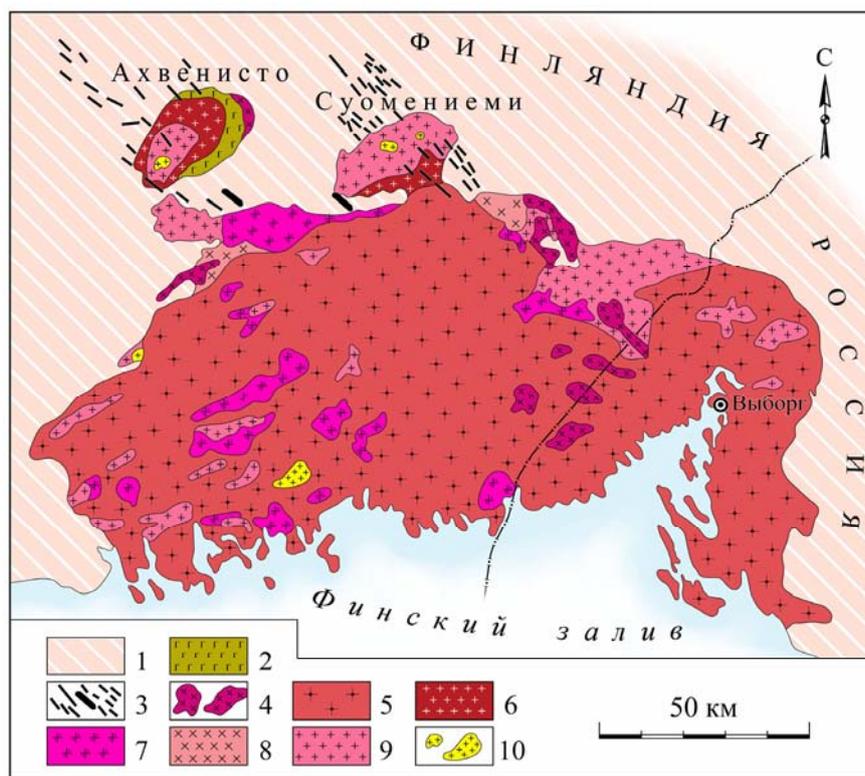


Рис. 1.115. Геологическое строение Выборгского батолита. С использованием материалов [Великославинский и др., 1978; Rämö, 1991; Elliot, 2001]:

1 – свекофенский метаморфический комплекс (сланцы, гнейсы и мигматиты); 2–10 – магматические породы Выборгского батолита, его спутников и ассоциирующих дайковых роев: 2 – габбро-анортозитовый комплекс, 3 – дайки диабазов, кварцевых порфиров и композитные дайки, 4 – темноокрашенные мезократовые амфибол- и пироксенсодержащие гранитоиды (тирилиты и лапееграниты), 5 – выборгиты, 6 – амфиболовые и биотит-амфиболовые граниты, 7 – питерлиты, 8 – порфиroidные граниты (преимущественно биотитовые), 9 – биотитовые граниты (трахитоидные, грубозернистые, равномернозернистые, с мелкозернистой основной массой), 10 – топазсодержащие лейкократовые граниты

Основные породы батолита представлены как породами габбро-анортозитового комплекса, так и диабазами. Наиболее полно габбро-анортозитовый комплекс представлен в массиве Ахвенисто. Мафические породы этого комплекса образуют внешнее полукольцо массива, сложенное анортозитами, оливинсодержащими габброидами, лейкогабброноритами, уралитовыми габбро и монцодиоритами. В пределах собственно Выборгского батолита небольшие тела (до 1–2 км) пород габбро-анортозитового комплекса рассеяны среди гранитов рапакиви. Они имеют резкие контакты с вмещающими гранитами. Согласно геофизическим данным Выборгский батолит представляет собой транскоровую аномалию [Elo, Korja, 1993], состоящую из нескольких отдельных пластинообразных тел гранитов рапакиви общей мощностью до 30 км. На глубине 10 км установлено тело высокоплотных пород мощностью около 6 км, интерпретируемых как анортозит-габброидный комплекс. Под плутоном фиксируется подъем границы М и уменьшение мощности коры до 41 км, что на 10–20 км меньше средней мощности коры свекофеннской зоны.

С Выборгским батолитом ассоциируют рои даек близкого возраста, среди которых доминируют диабазы. Меньшим распространением пользуются дайки кварцевых порфиров и композитные дайки, в которых широко проявлены явления гибрийдизма. Наиболее протяженными (до 300 км) являются рои даек Хаме и Суомениеми. Бимодальные вулканические серии хогландской толщи (субиотний), комагматичные породам Выборгского батолита, образуют небольшой грабен в его экзоконтактовой зоне и обнажены на острове Гогланд в Финском заливе. Мощность вулканической пачки пород, в которой вулканисты кислого состава преобладают, не превышает 200 м [Беляев, 2013]. Небольшие провесы кровли этих вулканических пород известны также и в северо-восточной части батолита.

Как уже было сказано, формирование Выборгского батолита происходило в интервале 1627–1650 млн лет, однако с учетом ассоциирующихся роев даек диабазов и кварцевых порфиров этот интервал может быть увеличен до 1665–1615 млн лет [Suominen, 1991; Vaasjoki et al., 1991; Rämö et al., 2014; Heinonen et al., 2017]. Возраст вулканитов хогландской толщи полностью соответствует возрасту батолита – 1638 ± 4 млн лет [Левченков и др., 1998]. Внедрение магм основного и кислого составов происходило в результате многократных импульсов, что хорошо иллюстрируется диаграммой (рис. 1.116).

Салминский батолит (5000 км²) занимает особое тектоническое положение, будучи приурочен к Раахе-Ладожской зоне – краевой части Свекофеннской складчатой области на ее границе с Карельским кратоном (рис. 1.117). Внедрение массива происходило по мощной надвиговой зоне между этими двумя крупными тектоническими структурами. Батолит состоит из собственно Салминского массива, локализованного в пределах складчатой области, и его сателлита, Улялегского массива, целиком расположенного в породах кратона. Породы батолита прорывают позднеархейские гранитоиды и зеленокаменные пояса, а также супракрустальные образования нижнего протерозоя (ятулийские и людиковийские). Возраст батолита 1547–1530 млн лет [Neumark et al., 1994; Amelin et al., 1997]. В юго-западной части батолита его породы через кору выветривания перекрываются терригенно-вулканогенной толщей иотния (салминская свита) и прорываются дайками и небольшими телами основных пород, комагматичных базальтам салминской свиты. Возраст иотнийских основных пород 1459–1457 млн лет [Rämö et al., 2001a] очень близок к возрасту самых поздних гранитов рапакиви Центральной Швеции – 1530–1470 млн лет [Andersson, 1997].

Согласно геофизическим данным Салминский массив представляет собой субгоризонтальное пластинообразное тело, мощность которого постепенно увеличивается с 2 км в северо-западной его части до 10 км в юго-восточной [Amelin et al., 1991]. Для массива характерно асимметричное однонаправленное строение. В направлении с юго-востока, где по геофизическим данным предполагается существование подводящего канала, на северо-запад происходит закономерная смена пород с уменьшением их основности и уменьшением их возраста (рис. 1.117): габбро-анортозитовый комплекс и ассоциирующие с ними монцониты и сиениты → биотит-амфиболовые овоидные граниты рапакиви и кварцевые сиениты → биотитовые граниты и ассоциирующие с ними топазсодержащие граниты.

Петрографически основные породы анортозит-рапакивигранитного комплекса чрезвычайно близки к таковым Выборгского массива. Здесь отчетливо выделяется три группы пород: (1) анортозиты и ассоциирующие с ними мафические породы, (2) ферродиориты и (3) высокоглиноземистые габброиды. В первой группе, наряду с анортозитами и габбронорит-анортозитами, в ограниченном объеме присутствуют габбронориты, нориты, троктолиты, реже лерцолиты и пироксениты, тяготеющие к краевым частям тел основных пород. Для мафических пород краевых зон характерна ритмичная расслоенность. В анортозитах иногда отмечаются мегакристы высокобарического ортопироксена.

Ферродиориты, включающие в свой состав йотуниты, монцодиориты, моциониты и кварцевые монцониты, локализируются главным образом в краевых частях тел основных пород. Темноцветные минералы пород этой группы имеют более высокую железистость по сравнению с породами первой группы.

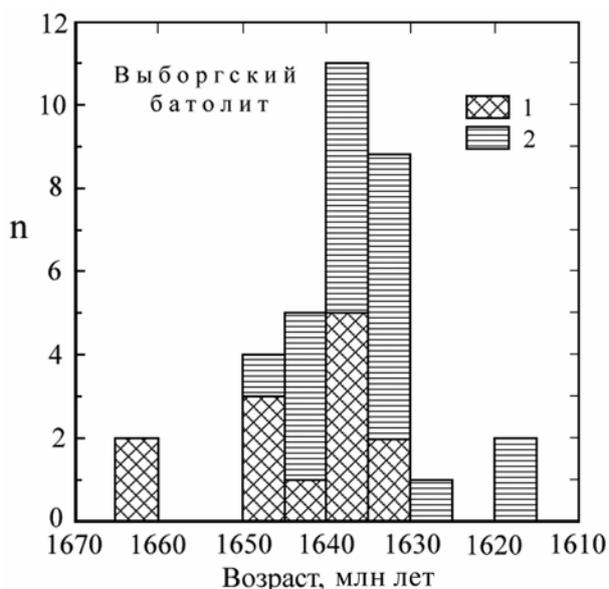


Рис. 1.116. Длительность формирования Выборгского батолита и ассоциирующих дайковых роев Хаме и Йоутса. По данным [Vaasjoki, 1977; Suominen, 1991; Vaasjoki et al., 1991, 1993]. Использованы исключительно U-Pb геохронологические данные по цирконам (ID TIMS):

1 – мафические породы (анортозиты, габброиды, дайки диабазов); 2 – гранитоиды (различные граниты рапакиви и дайки кварцевых порфиров)

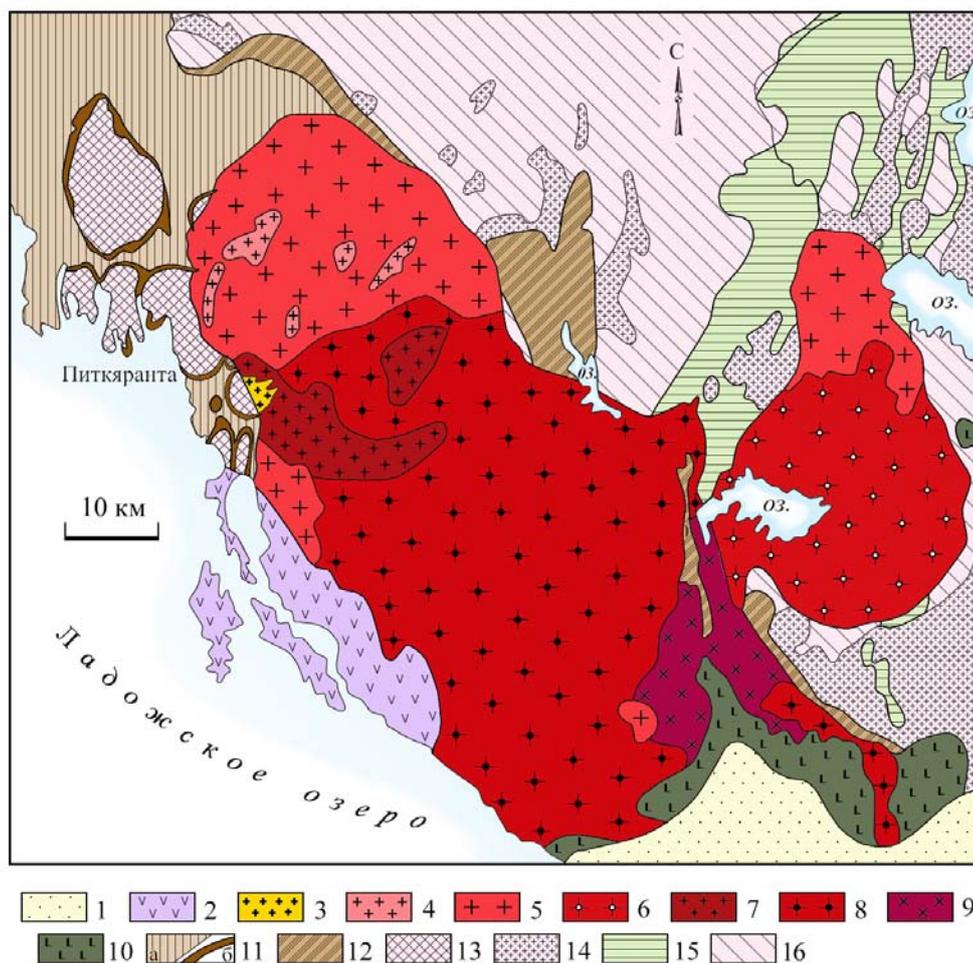


Рис. 1.117. Геологическое строение Салминского батолита и размещение месторождений Питкярантского рудного района. По [Amelin et al., 1991] с дополнениями и изменениями:

1 – платформенный покров; 2 – вулканогенно-осадочные образования иотния (салминская свита); 3–10 – породы Салминского батолита: 3 – топазсодержащие граниты; 4 – мелкозернистые порфиоровидные биотитовые граниты; 5 – крупнозернистые биотитовые граниты; 6 – крупнозернистые биотит-роговообманковые граниты; 7 – оvoidные биотит-роговообманковые граниты рапакиви с мелкозернистой основной массой; 8 – выборгиты и питерлиты неразделенные; 9 – крупнозернистые биотит-роговообманковые кварцевые сиениты; 10 – габбро-анортозитовый комплекс; 11–12 – PR_1 супракрустальные породы: 11 – свекофеннской складчатой области (сортавальская и ладожская серии); 12 – Карельского кратона; 13 – AR_2 - PR_1 гнейсограниты куполов; 14–16 – AR_2 комплексы Карельского кратона: 14 – граниты и мигматит-граниты; 15 – зеленокаменные пояса; 16 – ТТГ ассоциация

Породы, выделяемые как высокоглиноземистые габбро в комплексах Найн и Ларами, были выявлены и в Салминском батолите [Ларин, 2011]. По-видимому, они образуют дайковые тела среди основных пород. Взаимоотношения с гранитами рапакиви неизвестны, однако, судя по геохронологическим данным, эти породы являются одними из самых поздних – 1530.6 ± 0.7 млн лет (рис. 1.118).

Среди гранитоидов можно выделить три основные группы: (1) биотит-амфиболовые граниты и кварцевые сиениты, (2) биотитовые граниты и (3) топазсодержащие Li-F граниты. Первые явно доминируют, для них характерны достаточно широкие вариации в соотношениях Fe-Mg силикатов и структурно-текстурная гетерогенность. Типичными представителями этой группы являются выборгиты, питерлиты и порфиоровидные грубозернистые граниты. Питерлиты и порфиоровидные грубозернистые граниты отличаются от выборгитов более лейкократовым характером и явным преобладанием биотита над амфиболом. Так же, как и в Выборгском массиве, в мелких массивах и сателлитах крупных плутонов типичные структуры рапакиви редки. Биотитовые граниты отличаются существенно большей гомогенностью состава и структур. Среди них выделяется две разновидности: крупнозернистые граниты

и мелкозернистые порфировидные граниты. Первые образуют более или менее крупные тела, прорывающие более ранние биотит-амфиболовые граниты. Вторые, более поздние, образуют небольшие плитообразные тела среди гранитов ранних интрузивных фаз. Топазсодержащие граниты образуют небольшие штокообразные тела и дайки. В апикальных частях таких штоков и контактовых зонах пологопадающих даек (висячем боку) развиваются штокшайдеры. Пегматиты для гранитов рассматриваемого типа в целом не характерны. Следует отметить, что Салминский батолит отличается от Выборгского тем, что в нем роль более дифференцированных типов гранитов значительно больше.



Рис. 1.118. Длительность формирования пород Салминского анортозит-рапакивигранитного батолита и ассоциирующихся месторождений Питкярантского рудного района:

I–VI – импульсы магматической активности

Геохронологические исследования (U-Pb метод по циркону, ID TIMS; Amelin et al., 1997) пород Салминского батолита показали, что в нем можно выделить, по крайней мере, шесть различных по возрасту эпизодов магматической активности, которые укладываются в возрастной интервал 17 млн лет (рис. 1.118). Интервалы между магматическими импульсами фельзических магм составляют 3.5–5.0 млн лет. Выявляемый ряд гранитоидов отражает не отдельные стадии эволюции единого расплава, как это полагалось ранее [Великославинский и др., 1978], а является отражением периодически повторяющихся импульсов внедрения исходной магмы гранитов рапакиви. В бимодальных магматических комплексах гранитоидная магма всегда выступает в качестве вторичного продукта деятельности мафических магм. Соответственно, каждый импульс фельзической магмы является следствием импульса мафической магмы. На одновременность существования этих магм указывают также и явления минглинга, широко проявленные в гранитах рапакиви. Таким образом, выявленная дискретность магматизма отражает дискретное поведение длительно функционирующего мантийного источника.

Минералого-петрографические особенности пород

Соотношения кислых и основных пород по площади плутонов варьируют, но в целом породы кислого состава резко преобладают. Минеральный состав гранитов рапакиви обоих батолитов практически идентичен. Характерной его особенностью является экстремально высокая железистость Fe-Mg-силикатов, представленных биотитом, близким к лепидомелану, гастингситовой роговой обманкой, феррогеденбергитом и фаялитом. Железистость биотита и амфибола в биотит-амфиболовых гранитах 0.81–0.98 и 0.81–0.95, соответственно. В более дифференцированных гранитах, наряду с увеличением железистости биотита (0.92–0.97), возрастает роль сидерофиллитовой молекулы. В поздних топазсодержащих гранитах место биотита занимает протолитионит. Пироксены и фаялит наиболее характерны для гранитоидов повышенной основности и для гибридных пород. Самым распространенным минералом гранитов является ортоклаз-микрпертит, как образующий порфиновые выделения (идиоморфные или овоидные), так и входящий в состав основной массы пород. Плагноклаз варьирует

по составу от олигоклаза до андезина. Плагноклазовые оболочки вокруг овоидов ортоклаза имеют олигоклазовый состав. Из акцессорных минералов наиболее обычными являются флюорит, циркон, апатит, ильменит, магнетит, анатаз и ортит. В более дифференцированных гранитах появляются также монацит, бастнезит, топаз, касситерит, колумбит, торит.

Термобарометрические исследования гранитов рапакиви Выборгского батолита показали, что кристаллизация наиболее примитивных гранитов, представляющих основной объем интрузии, осуществлялась в температурном диапазоне 850–650 °С и давлениях от 2.5 до 5.4 кбар [Rundqvist et al., 1991; Eklund, Shebanov, 1999; Elliot, 2001]. Для наиболее поздних и дифференцированных Li-F гранитов Салминского батолита анализ включений в минералах дает температуры солидуса 640–680 °С и ликвидуса – 770–830 °С [Pontiainen, Scherbakova, 1998]. Присутствие в гранитах фаялита, флюорита и поздняя кристаллизация гидроксилсодержащих силикатов свидетельствует о низком f_{H_2O} и является основной причиной, почему эти граниты имеют такой высокий солидус [Anderson, 1983]. По данным [Salonsaari, 1995], граниты рапакиви Фенноскандии кристаллизовались в восстановительных условиях, близких или ниже FMQ буфера. Низкая фугитивность кислорода в гранитах рапакиви отражает восстановительные условия в источнике [Carmichael, 1991]. Li-F граниты кристаллизовались уже из водонасыщенных расплавов при повышенной фугитивности кислорода, между NNO и НМ буферами [Naapala, 1997].

Главными минералами габбро-анортозитового комплекса являются пироксены (инвертированный пижонит и авгит), плагноклаз (андезин-лабрадор), оливин и Fe-Ti оксиды. Состав минералов меняется при переходе от габбро-анортозитов к ферродиоритам, происходит увеличение железистости Fe-Mg силикатов, раскисление плагноклаза. Кроме того, появляется ортоклаз-пертит, возрастает содержание апатита.

Диабазовые дайки Выборгского плутона сложены лабрадором, клинопироксеном, Fe-Ti оксидами. Спорадически отмечается оливин. Почти все дайки содержат фенокристы плагноклаза, обычно 1–2 см в длину. Однако в некоторых дайках они переходят в мегакристы, с которыми иногда ассоциируют анортозитовые автолиты [Rämö, 1991]. Кристаллизация диабазов осуществлялась из магмы при температуре 1190 °С и при низкой фугитивности кислорода, близкой к FMQ буферу [Salonsaari, 1995]. Важно отметить, что ранние (догранитные) дайки (1667 ± 9 млн лет), в отличие от более молодых (1646 ± 6 млн лет), менее дифференцированы и не содержат ни мегакрист плагноклаза, ни анортозитовых автолитов.

Геохимия пород Выборгского и Салминского батолитов хорошо изучена и представлена в целом ряде работ [Свириденко, 1968; Хазов, 1973; Великославинский и др., 1978; Rämö, 1991; Neymark et al., 1994; Rämö, Naapala, 1995; Ларин, 2011 и др.]. Химические составы пород этих двух батолитов достаточно близки и могут быть проиллюстрированы на примере Салминского батолита.

Граниты рапакиви принадлежат к высокожелезистым и высококалиевым гранитам субщелочной серии, составы которых варьируют от слабо метглиноземистых до слабо перглиноземистых. Глиноземистость, железистость и степень апаитности возрастают от более примитивных биотит-амфиболовых гранитов к более дифференцированным биотитовым и топазсодержащим гранитам (A/CNK от 0.87 до 1.33, $FeO_{общ}/(FeO_{общ}+MgO)$ от 0.86 до 1.0 и NK/A от 0.78 до 0.97). В этом же направлении падает K_2O/Na_2O отношение (от >2 до 1). В общем, для гранитов рапакиви характерны высокие содержания Si, K, Rb, Pb, Nb, Ta, Zr, Hf, Zn, Ga, Sn, Th, U, F, REE (за исключением Eu) и низкие содержания Ca, Mg, Al, P и Sr по сравнению с типичными известково-щелочными гранитами. По мере увеличения степени дифференцированности гранитов происходит последовательное увеличение содержаний Si, Rb, Ga, Nb, Ta, Sn, F, Th, U, Y, HREE и уменьшение содержаний Ti, Fe, Mg, Al, Mn, Ca, Ba, Sr, Zr и P [Rämö, 1991; Ларин, 2011]. Спайдерграммы для наименее дифференцированных гранитов рапакиви (рис. 1.119, б), демонстрирующие плавное снижение содержаний элементов в ряду увеличения совместимых свойств элементов, с резкими негативными аномалиями для Sr, P, Ti и Eu и менее выраженными для Ba, Nb и Ta, типичны для гранитов А-типа. В более фракционированных гранитах исчезает отрицательная Ta-Nb аномалия, но углубляются Sr, P, Eu и Ti аномалии, падают содержания Zr, Hf, LREE и MREE, появляется отрицательная Ba аномалия. Отрицательные аномалии Ba, Sr, Eu и Ti являются свидетельством значительного фракционирования полевых шпатов и амфибола (или Fe-Ti оксидов) в поздних гранитах. Обеднение LREE и Zr к поздним биотитовым гранитам обусловлено, скорее всего, фракционированием акцессорных минералов (ортит, циркон). Негативная Ta-Nb аномалия явно указывает на литосферный источник, в роли которого может выступать как литосферная мантия, метасоматизированная флюидами, отделившимися от субдуцировавшего слэба, так и континентальная кора.

Графики распределения REE в гранитах рапакиви очень близки для различных массивов (рис. 1.119, а) [см. Rämö, 1991; Ларин, 2011]. Характерно обогащение легкими REE, особенно для наименее дифференцированных гранитов ($[La]_N = 400-143$; $[La/Yb]_N = 21.2-9.4$) и сравнительно пологий наклон графика в области MREE-HREE ($[Gd/Yb]_N = 2.5-1.5$), что типично для гранитов А-типа. В более дифференцированных биотитовых гранитах происходит обогащение тяжелыми и обеднение легкими REE ($[La]_N = 302.4-260.6$; $[La/Yb]_N = 7.5-7.3$ и $[Gd/Yb]_N = 1.5-1.2$), которое усиливается к наиболее поздним типам гранитов ($[La]_N = 239.8-18.3$; $[La/Yb]_N = 0.8-4.0$ и $[Gd/Yb]_N = 0.9-0.3$). Для всех гранитов характерна негативная Eu-аномалия, усиливающаяся от ранних гранитоидов (0.82–0.38) к поздним (0.12–0.08). REE спектры топазсодержащих гранитов совершенно идентичны таковым фанерозойских Li-F гранитов и онгонитов. Для них характерны «равноплечное» распределение LREE и HREE и экстремально глубокая Eu аномалия (рис. 1.119, а), а также неестественно низкие K/Rb и La/Nb и высокие K/Ba отношения: 41–67, 0.53 и 740, соответственно. Такое геохимически аномальное распределение элементов не контролируется ни величинами зарядов, ни размерами ионов [см. Вау, 1996]. Для магматических пород подобное необычное поведение микроэлементов объясняется взаимодействием позднего высокодифференцированного расплава с высокотемпературным флюидом [Jahn et al., 2001]. Диаграмма Ba – Rb – Sr демонстрирует резкий рост степени дифференцированности гранитов от ранних выборгитов, питерлитов и кварцевых сиенитов до топазсодержащих Li-F гранитов (рис. 1.120). Для последних характерны также высокие содержания Sn (до 240 ppm), типичные для оловоносных гранитов.

На геохимических дискриминационных диаграммах (рис. 1.121) граниты рапакиви уверенно попадают в поля внутриплитных гранитов А-типа, а на диаграмме Дж. Эби [Ебу, 1992] Y – Nb – Zr/4 они попадают в поле A_2 – поле, представляющее магмы, отделенные от континентальной коры или андерплейтовой коры.

Породы габбро-анортозитового комплекса являются типичными представителями «massif type anorthosite». Для анортозитов характерно обогащение элементами, имеющими геохимическое сродство с плагиоклазом и, в первую очередь, с теми, которые замещают Ca, такими как Sr, Eu и Ba, и обеднение всеми остальными совместимыми и несовместимыми элементами (рис. 1.119, г). Для REE спектра анортозита типично обогащение LREE ($[La/Yb]_N = 9.35$

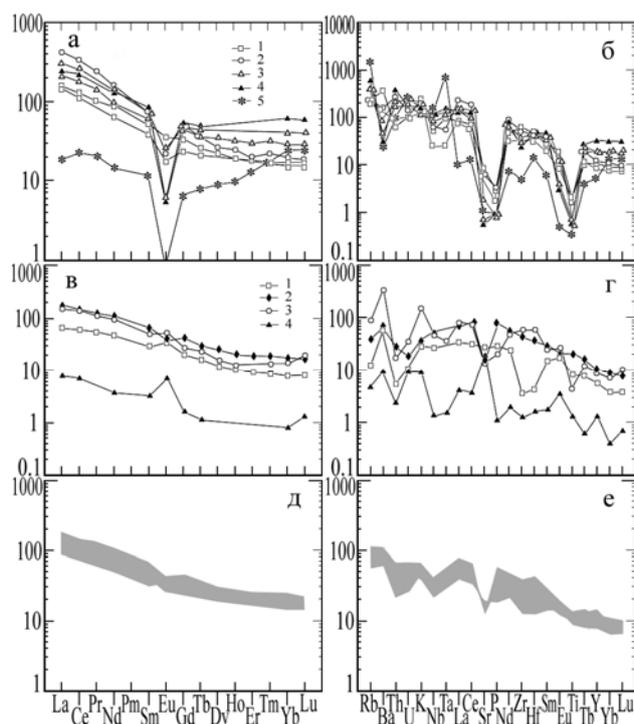


Рис. 1.119. Графики распределения REE (а, в, д) и спайдерграммы (б, г, е) гранитов рапакиви и ассоциирующих пород южной части Балтийского щита, нормированные к хондриту [Taylor, McLennan, 1985] и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] соответственно:

а–б – гранитоиды Салминского батолита: 1 – кварцевый сиенит, 2 – питерлит, 3 – крупнозернистый биотитовый гранит, 4 – мелкозернистый порфирированный биотитовый гранит, 5 – топазсодержащие граниты (Li-F граниты); в–г – основные породы Салминского батолита: 1 – анортозит, 2 – йотунит, 3 – кварцевый монзонит, 4 – высокоглиноземистое габбро; д–е – диабазы дайкового роя Суомениеми Выборгского батолита [Rämö, 1991]

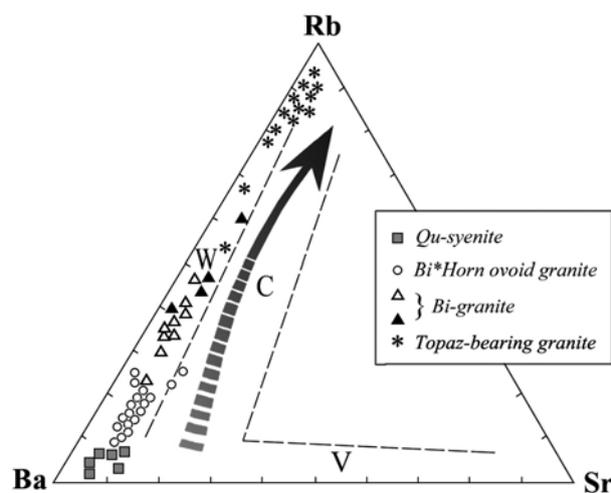


Рис. 1.120. Диаграмма Ba – Rb – Sr для гранитоидов Салминского батолита

Поля гранитоидов различных геодинамических типов: W – внутриплитные; C – коллизионные; V – вулканических дуг

и небольшая положительная Eu-аномалия (1.52) (рис. 1.119, в). Наибольшей обогащенностью некогерентными элементами среди мафических пород отличаются породы группы ферродiorитов. Для них характерны высокие содержания Fe, Ti, Ba, Pb и HFSE, слабо выраженная Nb и резко выраженная Sr негативная аномалия. Спектры REE в этих породах характеризуются обогащением LREE ($[La/Yb]_N = 10.75-8.72$) и небольшой отрицательной или положительной Eu аномалией (0.77–1.37).

Наиболее поздние породы батолита, высокоглиноземистые габброиды, отличаются самой высокой степенью обеднения большинством некогерентных элементов, за исключением Sr и Eu (рис. 1.119, в). Для них характерна высокая магнезиальность ($Mg\# = 54-59$), экстремально высокая положительная Eu аномалия (5.29) и несколько повышенные содержания совместимых элементов-примесей (Ni до 97 ppm, Cr до 136 ppm), по сравнению с остальными основными породами Салминского плутона.

Диабазы Выборгского батолита принадлежат к дифференцированным высокожелезистым и высококалийевым континентальным толеитам с низкими значениями $Mg\#$ (25.9–49.8) и низкими содержаниями совместимых элементов. Породы характеризуются также высокими содержаниями TiO_2 (1.83–3.17 %), F (0.11–0.30 %) и P_2O_5 (0.41–1.31 %). Для диабазов отмечается общее обогащение несовместимыми элементами, при некотором преобладании LILE по отношению к HFS-элементам. Характерно высокое содержание REE и обогащение LREE (рис. 1.119, д), $[La/Yb]_N = 5.2-6.7$ [Rämö, 1991]. Распределение несовместимых элементов ближе всего соответствует высоко-Ti траппам. Спайдерграмма (рис. 1.119, е) демонстрирует Sr, Nb и иногда Th отрицательные аномалии. Все это, а также пониженные значения Ce/Pb отношения (6.6–13.4) свидетельствуют о роли литосферного компонента в источнике этих диабазов.

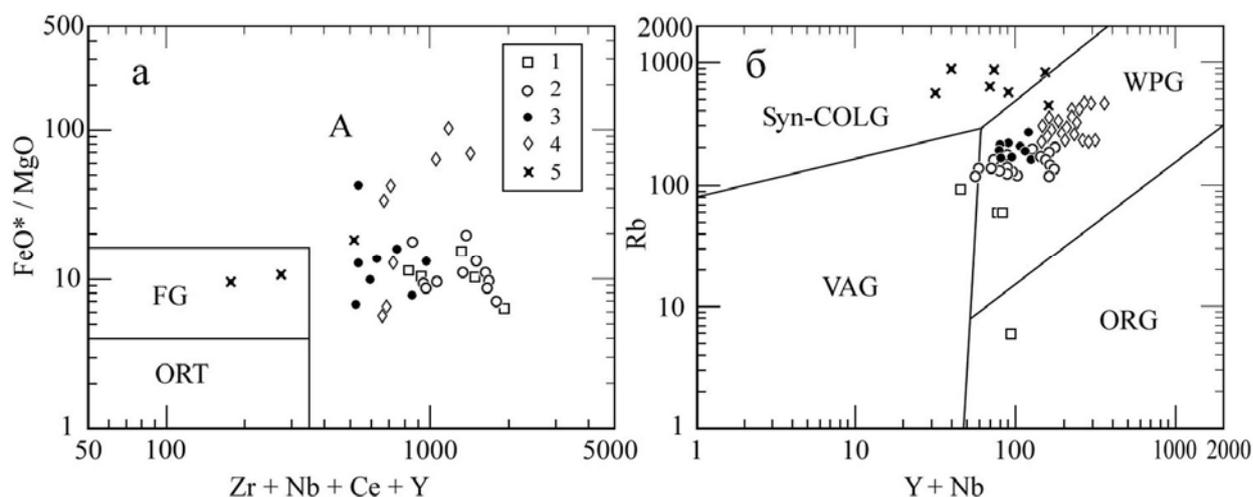


Рис. 1.121. Дискриминационные тектономагматические диаграммы для пород Салминского батолита: а – $FeO^*/MgO - (Zr+Nb+Ce+Y)$ по [Whalen et al., 1987] и б – $Rb - (Y+Nb)$ по [Pearce et al., 1984]:

1 – кварцевые монцитоны и сиениты, 2 – кварцевые сиениты, 3 – крупнозернистые биотит-амфиболовые граниты (выборгиты, питерлиты и порфиroidные граниты), 4 – биотитовые граниты, 5 – топазсодержащие граниты (Li-F граниты). Поля гранитоидов: ORT – орогенические недифференцированные граниты M-, I- и S-типов; FG – фракционированные орогенические граниты; VAG – граниты островных дуг; Syn-COLG – синколлизонные граниты; ORG – граниты океанических хребтов; WPG – внутриплитные граниты

Таким образом, особенности минерального и химического состава пород рассматриваемых массивов демонстрируют, что все изученные гранитоиды характеризуются наиболее высокими магматическими температурами, экстремальным Fe-обогащением и нередко включают составы, несколько обедненные кремнеземом, которые не свойственны иным типам гранитов А-типа. Этот тип гранитов среди всех А-гранитов характеризуется наиболее высокими содержаниями калия и наиболее низкими значениями f_{O_2} и f_{H_2O} . Они являются предельно «сухими», «горячими» и «восстановленными», имеют высокие содержания HFSE, REE и F, и их Mg-Fe силикаты отличаются экстремально высокой железистостью. Эти граниты могут быть выделены в особый подтип гранитов А-типа, как это предлагают К. Фрост и Б. Фрост [Frost, Frost, 1997], «восстановленные граниты типа рапакиви». Эволюция этих гранитов осуществляется по плюмазитовому тренду. Конечным продуктом глубокой дифференциации этих магм являются Li-F граниты, представляющие собой типичные редкометалльные граниты.

Породы габбро-анортозитового комплекса по особенностям геологического строения, минеральному и химическому составу принадлежат к типу «massif type anorthosite» (Ashwal, 1993). Породы этого типа дифференцированы на две основные полярные группы. К первой относятся анортозиты, породы, имеющие кумулюсную природу, и экстремально деплетированные как на когерентные, так и некогерентные элементы, за исключением Sr и Eu. Формирование этих пород происходило в условиях полибарической кристаллизации, от 10–12 кбар в глубинной магматической камере до окончательной кристаллизации на уровне становления плутонов – 2.5–5.4 кбар. Ко второй группе относятся ферродиориты – высокожелезистые и высококальциевые породы, максимально обогащенные Ti, Ba, Pb и HFS-элементами среди мафических пород и образованные главным образом за счет кристаллизации высокодифференцированного остаточного расплава [Ashwal, 1993; Emslie et al., 1994]. Характерной особенностью габбро-анортозитового комплекса является отсутствие экструзивных аналогов.

Источники

Одной из важнейших задач, встающих перед исследователями магматических пород, является проблема источников вещества. Рассматриваемая магматическая ассоциация имеет явно выраженный бимодальный характер. При этом большинство исследователей связывает генезис гранитов А-типа исключительно с базитовым магматизмом. В этом случае связи кислых и базитовых магм ограничиваются тремя вариантами: (1) базитовые магмы – источник тепла для плавления коровых пород; (2) кислые магмы образуются в ходе фракционирования базитовых магм; (3) комбинированная модель, когда привлекаются мантийный и коровый источники.

Не менее важным является также и вопрос об источниках основных пород рассматриваемых ассоциаций. Существуют два основных варианта – это литосферная мантия и сублитосферная (астено-сферная или плюмовая) мантия. Возможен также вариант смешанного источника. Кроме того, для внутриконтинентальных базитов практически всегда важную роль играют процессы коровой контаминации. Различить по геохимическим и изотопным характеристикам базальты, отделенные от литосферной мантии, и контаминированные коровым веществом базальты, отделенные от сублитосферной мантии, как правило, нелегко [Hofmann, 2003].

Очевидно, что решение этих задач возможно лишь с использованием, наряду с традиционными геологическими, петрологическими и геохимическими методами, изотопно-геохимических методов, таких как Rb-Sr, Sm-Nd и Pb-Pb.

Анализ данных по изотопному составу пород Салминского и Выборгского батолитов [Vaasjoki, 1977; Ларин и др., 1990, 1991; Ларин, 2011; Rämö, 1991, 1999; Neymark et al., 1994] указывает на кардинальные различия этих массивов по их Nd-Sr-Pb изотопным систематикам. Сравнительный анализ с изотопными данными других плутонов анортозит-рапакивигранитной ассоциации западной части Восточно-Европейской платформы в пределах обширной палеопротерозойской складчатой области, объединяющей складчатые сооружения Фенноскандинавского и Сарматского тектонических доменов, позволяет выделить два различных типа плутонов: (1) тип Выборгского батолита и (2) тип Салминского батолита (табл. 1.20).

Таблица 1.20

Типы «изотопно-различных» массивов анортозит-рапакивигранитного типа западной части Восточно-Европейской платформы

Тип массивов	Выборгский	Салминский
Возраст	1790–1540 млн лет	1547–1530 млн лет
Массивы	Выборгский, Аланд, Лайтила, Вехмаа, Рижский, Нордингра, Коростеньский	Салминский, Улялегский
Гранитоиды		
$\epsilon_{Nd}(T)$	+0.1 до –3.1	–5.7 до –9.2
I_{Sr}	0.7052–0.7060	0.7044–0.7053
μ_2	9.63–9.98	8.53–9.23
κ_2	3.56–3.86	3.86–4.38
Основные породы		
$\epsilon_{Nd}(T)$	+2.1 до –1.7	–1.9 до –7.9
I_{Sr}	0.7035–0.7037	0.7032–0.7057
μ_2	9.62–9.99	8.61–8.90
κ_2	3.65–3.97	3.93–4.25

Примечание. По данным [Rämö, 1990, 1991; Neymark et al., 1994; Rämö et al., 1996; Andersson, 1997; Степанюк и др., 1998; Ларин, 2011].

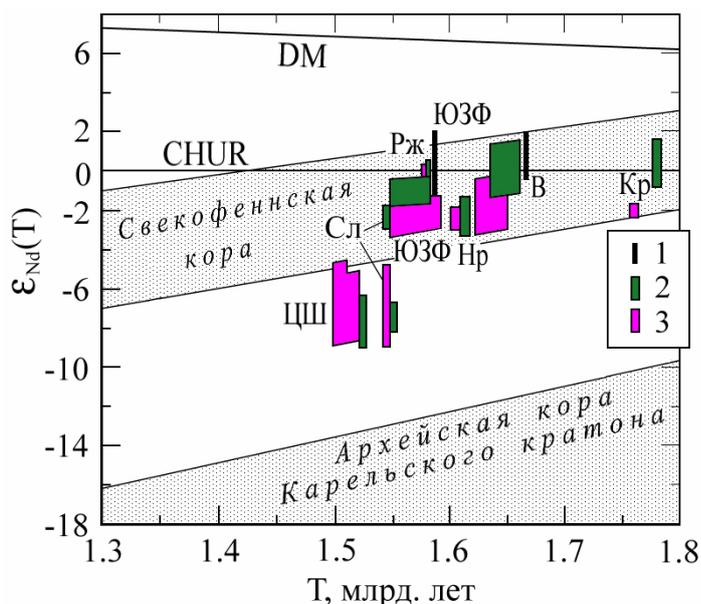


Рис. 1.122. Диаграмма « $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст» для пород анортозит-рапакивигранитного типа западной части Восточно-Европейской платформы. С использованием данных [Rämö, 1990, 1991; Rämö et al., 1996, 2001a, b; Ларин, 2011; Andersson, 1997; Довбуш и др., 2000; Shumylyanskyu et al., 2006]:

1 – дайки диабазов и базальтовые покровы; 2 – габбро-анортозитовый комплекс; 3 – граниты рапакиви. Массивы: Кр – Коростеньский, Сл – Салминский, Рж – Рижский, Нр – Нордингра, ЦШ – массивы Центральной Швеции (района Ямтланд-Ангерманланд), ЮЗФ – массивы юго-западной Финляндии, В – Выборгский и его сателлиты. На рисунке также показаны поля эволюции изотопного состава Nd свекофеннской коры и архейской коры [Nuhma, 1986]

В регионе доминируют плутоны первого типа. В координатах « $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст» (рис. 1.122) породы этих плутонов локализованы в основном в поле изотопной эволюции Nd свекофеннской континентальной коры. Наиболее радиогенным изотопным составом Nd (ϵ_{Nd} до +2.1) отличаются ранние и геохимически самые примитивные дайки диабазов. I_{Sr} основных пород близки к среднему составу субконтинентальной литосферной мантии (SCLM). Граниты также отличаются низкими значениями I_{Sr} , что свидетельствует об источнике с низким Rb/Sr отношением. На диаграмме $\epsilon_{Nd} - I_{Sr}$ (рис. 1.123) они вместе с гранитами рапакиви других типов образуют линейный тренд на продолжении мантийной последовательности, резко отличаясь от большинства гранитов мира. Pb-изотопные характеристики гранитов и основных пород практически идентичны и полностью соответствуют ювенильному раннесвекофеннскому коровому источнику [см. Vaasjoki, 1981]. Основные породы в результате коровой контаминации практически полностью утратили информацию о мантийном источнике [Rämö, 1991; Ларин, 2011]. В координатах $^{207}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 1.124) изотопные составы обыкновенного Pb батолитов этого типа тяготеют к орогенной эволюционной кривой [модель Плюмботектоника; Zartman, Doe, 1981], имеющей близкие параметры со среднекоровой кривой [Stacey, Kramers, 1975]. Все это свидетельствует о том, что важнейшим компонентом источника этих гранитов рапакиви была ювенильная палеопротерозойская (~1.9 млрд лет) кора.

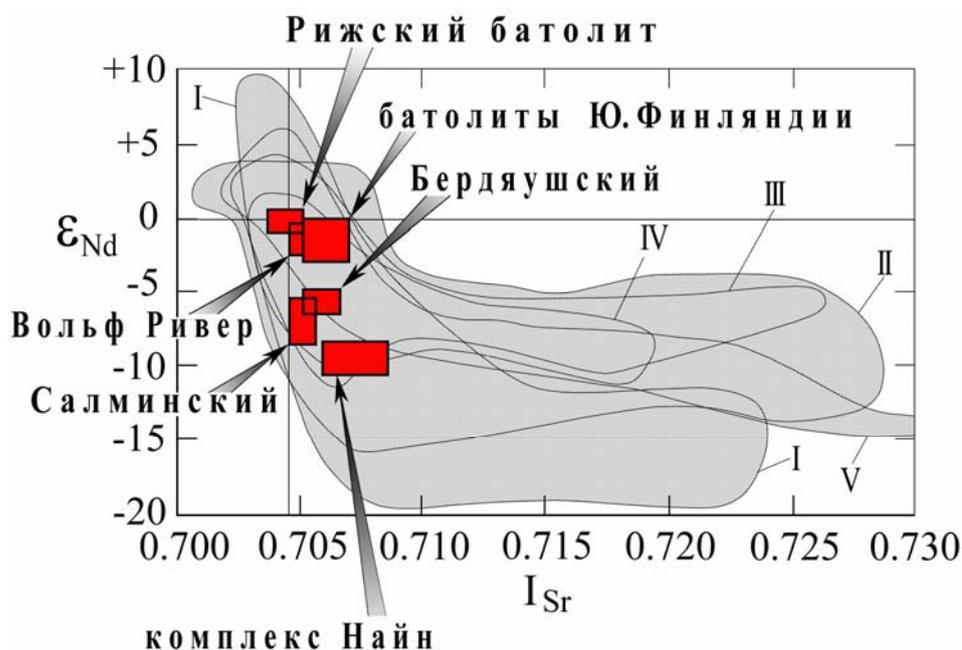
Ко второму типу относится только Салминский батолит [Ларин и др., 1991; Neymark et al., 1994]. На диаграмме « $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст» составы пород батолита лежат между полями изотопной эволюции Nd свекофеннской и позднеархейской коры, что явно указывает на смешанный характер источников этих пород. По изотопному составу Sr породы Салминского батолита мало отличаются от плутонов первого типа. На диаграммах $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 1.124) точки ложатся между эволюционными кривыми мантии и нижней коры, а значения отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ существенно ниже модельных на возраст батолита. Pb-модельные возрасты варьируют в пределах 1.77–2.10 млрд лет, будучи значительно древнее возраста становления батолита. Для всех пород также характерны низкие значения параметра μ_2 (8.53–9.23) и повышенные значения κ_2 (3.86–4.38)*. Все это указывает на древний деплетированный по U нижнекоровый протолит для гранитов этого батолита. Изотопный состав Pb основных пород, более примитивный, чем DM, отражает глубинную нижнекоровую контаминацию. Наиболее близок к породам Салминского батолита изотопный состав Pb гнейсогранитов куполов основания Саво-Ладожской зоны, пересчитанный на возраст батолита [Ларин и др., 1991; Ларин, 2011]. Из этого следует, что вещество, близкое к ним по изотопному составу Pb, могло играть роль корового компонента для источника этих гранитов рапакиви. Наиболее примитивным изотопным составом Nd и Sr ($\epsilon_{Nd}(T) = -1.9 \dots -2.7$ и $I_{Sr} = 0.7032$) отличаются высокоглиноземистые габброиды, одни из самых поздних и наименее контаминированных

* $\mu_2 = ^{238}U/^{204}Pb$ и $\kappa_2 = ^{232}Th/^{238}U$ в индивидуальном источнике обыкновенного свинца, отнесенное на настоящее время.

поруд батолита и, возможно, представляющие составы родоначальных магм габбро-анортозитовых комплексов [см. Mitchell et al., 1995]. Сходством с породами Салминского батолита обладают лишь несколько мелких массивов из Ботнийской зоны в Центральной Швеции [Andersson, 1997], несколько отличаясь пониженными значениями параметров μ_2 и κ_2 (8.30–9.02 и 3.55–3.81, соответственно).

Рис. 1.123. Диаграмма ϵ_{Nd} – I_{Sr} , показывающая положение гранитов рапакиви и полей фанерозойских орогенических гранитов мира. По данным [Taylor, McLennan, 1985; Emslie et al., 1994; Neymark et al., 1994; Rämö, Naapala, 1995; Rämö et al., 1996; Andersson, 1997; Anderson, Morrison, 2005; Ларин, 2011]

Небольшие залитые прямоугольники – поля гранитов рапакиви. I–V – поля фанерозойских орогенических гранитов: I – Северо-Американская Кордильера, II – Центрально-Азиатский складчатый пояс (Китай), III – герциниды Западной Европы, IV – каледониды Западной Европы, V – Южная Австралия



Приведенные данные указывают на два основных типа коровых компонентов, принимавших участие в петрогенезе рассматриваемых гранитов рапакиви. Первый наиболее близок к свекофеннской (~1.9 млрд лет) ювенильной коре [см. Нухма, 1986]. Вторым компонентом – это неархейская нижняя континентальная кора, деплетированная на LIL-элементы, с низким U/Pb и Rb/Sr и повышенным Th/U отношениями. Важно отметить, что эти два «изотопно-различных» типа анортозит-рапакивигранитных комплексов имеют различное тектоническое положение в пределах палеопротерозойской складчатой области. Комплексы первого типа приурочены к зоне распространения ювенильной палеопротерозойской континентальной коры, тогда как вторые локализованы на границе с Карельским кратоном в краевой части складчатой области, в пределах Раахе-Ладужской зоны с неархейским коровым основанием.

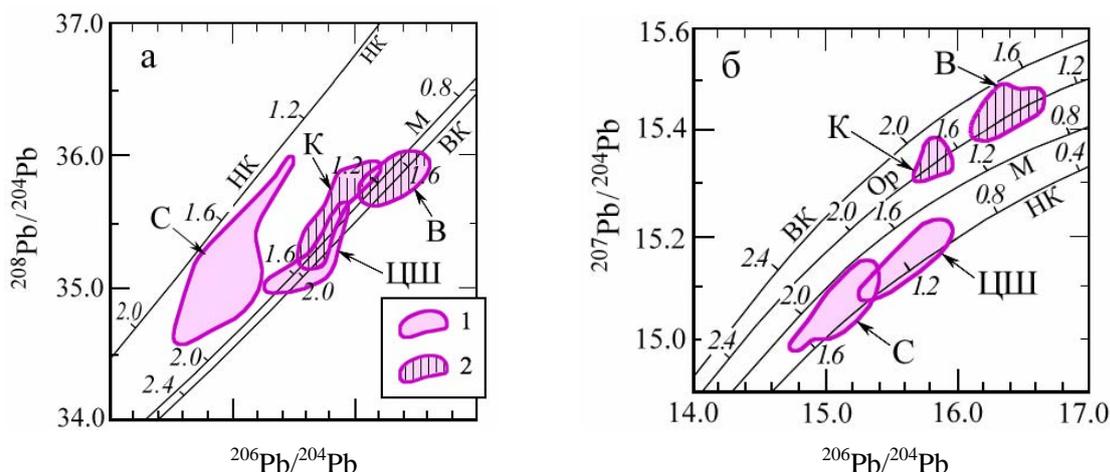


Рис. 1.124. Диаграммы $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для полевых шпатов пород анортозит-рапакивигранитной ассоциации Восточно-Европейской платформы:

1 – граниты с архейскими коровыми протолитами, 2 – граниты с палеопротерозойскими коровыми протолитами. Массивы: В – Выборгский, Вехмаа, Лайтила, Аланд; К – Коростеньский; ЦШ – Центральной Швеции (район Ямтланд-Ангерманланд); С – Салминский. Кривые эволюции изотопного состава свинца: НК, М, Ор и ВК – нижнекоревая, мантийная, орогенная и верхнекоревая кривые соответственно, по модели Плиумботектоника-2 [Zartman, Doe, 1981]. Цифры у кривых – модельные возрасты в млрд лет

Nd-изотопные данные для гранитов рапакиви Салминского батолита указывают на смешанный характер их источника, вероятнее всего, обусловленный процессами мантийно-корового взаимодействия. О важной роли мантийного компонента в петрогенезисе гранитов рапакиви свидетельствуют высокие температуры кристаллизации исходных магм, низкие значения f_{O_2} гранитов, ограничивающие возможные источники их магм и в первую очередь толеитовой серией пород, особенности состава минералов рапакиви и когенетичных основных пород. На существенную роль мантийного компонента в источнике этих гранитов указывают и данные по изотопному составу кислорода [Anderson, Morrison, 2005]. Кроме того, граниты рапакиви близки по минеральному и химическому составу гранитам чисто мантийного происхождения, таким как граниты океанских островов [Frost et al., 2002], не говоря уже о фаялитовых гранитах Луны или о стеклах близкого состава в астероидах [Bonin, 2007]. Модель чисто корового протолита тоналитового состава, образованного при смешении вещества архейской и свекофеннской коры [Rämö, 1991], маловероятна, так как полученный в ходе парциального плавления такого протолита гранитный расплав будет отличаться от гранитов рапакиви существенно более высокими значениями фугитивности кислорода [Skjerlie, Johnston, 1993].

Мантийно-коровое взаимодействие в данном случае может протекать по двум альтернативным сценариям: (1) смешение базальтового расплава или его фельзитических фракционатов с коровыми анатектическими расплавами в нижней коре и последующая дифференциация гибридных магм [Poitrasson et al., 1995] либо фракционирование базальтовой магмы в открытой системе параллельно с ассимиляцией корового материала (модель AFC, [DePaolo, 1981]); (2) переплавление базитового андерплейта и вмещающих его нижнекоровых пород [DePaolo et al., 1992]. В модели смешения основными проблемами являются объемы кумулятивного материала, соотношения объемов пород кислого и основного состава и бимодальности, притом что количество корового компонента при подобном смешении лимитируется как изотопным составом Nd и Sr, так и фугитивностью кислорода в конечных гранитах. Модель AFC также не решает проблемы. Согласно этой модели, мы были бы вправе ожидать постепенного выравнивания Nd и Sr изотопных характеристик между двумя крайними членами: базальтовой магмой и коровым веществом. Кроме того, в ходе развития AFC процесса должны были бы возникать большие объемы пород среднего состава. Альтернативный подход – это парциальное плавление ранее образованных континентальных толеитов и их дифференциатов, для которых характерны высокие содержания HFS- и LIL-элементов. Например, для диабазов субйотния и базальтов йотния, ассоциирующих с гранитами рапакиви Балтийского щита, типичны высокие содержания K_2O (1.04–2.49 %), F (0.11–0.30 %), Rb (21–91 ppm), Zr (170–477 ppm), Nb (20–53 ppm), Y (36–74 ppm), значительно более высокие, чем в нижней или даже верхней, континентальной коре, и сопоставимые с гранитами А-типа. Количество гранитного расплава, которое может генерироваться в рамках подобной модели, зависит как от масштабов базальтового андерплейтинга, периодически повторяющегося в ходе конкретного магматического события, так и от степени дифференциации вещества этого толеитового источника. Пролонгированный рифтинг приводит к подъему сублитосферной мантии близко к Мохо, что индуцирует плавление «андерплейтовой» коры. В рамках этой модели можно более или менее адекватно объяснить и изотопные и геохимические особенности гранитов рапакиви рассматриваемой ассоциации. При этом f_{O_2} и f_{H_2O} гранитов рапакиви ограничивают количество водного и окисленного парциального корового расплава, который мог быть добавлен в эти магмы. В то же время Nd изотопные данные, а также объемы плутонов рапакиви указывают на существенный вклад корового вещества в исходную магму. Из этого следует, что плавление осуществлялось в наиболее нижних, существенно базитовых, горизонтах коры с низкими значениями f_{O_2} и f_{H_2O} , либо термальное воздействие базальтового андерплейта еще больше «обезвоживало» вмещающие нижнекоровые породы, а отделившиеся от них «восстановленные» флюиды в ходе метасоматоза вмещающих пород снижали в них фугитивность кислорода. О низких значениях f_{O_2} и f_{H_2O} в нижних горизонтах коры свидетельствуют также безводный и восстановленный характер пород габбро-анортозитовых комплексов этой ассоциации (см. [Ashwal, 1993; Шарков, 2005], исходные магмы которых ассимилировали громадные объемы (до 75 %) нижнекорового материала [Emslie et al., 1994; Ларин, 2011]).

Слабым местом рассматриваемых моделей является несоответствие между гигантскими объемами гранитов рапакиви и существенно основным составом их потенциальных источников. Возможным выходом из этой ситуации может быть привлечение представлений о нижнекоровом метасоматозе. Экспериментальные исследования И. Д. Рябчикова [1988] показали, что при высоких давлениях водный флюид может содержать десятки процентов силикатов, обогащенных щелочами. Изучение нижнекоровых ксенолитов северо-запада Восточно-Европейской платформы,

представленных мафическими гранулитами (10–16 кбар), показало, что они были сформированы в ходе двух тектонических событий 2.5–2.4 и ~1.7 млрд лет [Неймарк и др., 1993; Downes et al., 2002]. Оба эти эпизода соответствовали внутриплитным событиям литосферного растяжения. Ксенолиты, особенно высоко-Ti metabазальты обогащены HFS-элементами [Kempton et al., 1995]. В этих породах неравномерно проявлен нижнекорový метасоматоз, выражающийся в образовании вторичного флогопита и амфибола и сопровождающийся существенным привнесом K, Rb, Ba. Подобная нижняя кора, сформированная в ходе протерозойских внутриплитных процессов андерплейтинга и частично преобразованная в результате нижнекорového метасоматоза, является наиболее благоприятным источником для формирования родоначальных магм гранитов рапакиви.

Проблема экстремально высокой калиевоности гранитов рапакиви определяется, по-видимому, как повышенной калиевоностью источников, так и режимом летучих компонентов в ходе низких степеней парциального плавления их протолитов и дальнейшей эволюции расплавов. Внутриплитные базитовые магмы отличаются достаточно высокими содержаниями CO₂ и галогенов [Коваленко и др., 2000]. В ходе базитового андерплейтинга нижняя кора может насыщаться этими компонентами как за счет силлов базальтов и их дифференциатов, так и за счет метасоматоза нижней коры [Kempton et al., 1995, 2001; Богатиков и др., 2006]. CO₂ содержащие флюиды, сброшенные в нижней коре при кристаллизации базитов, должны индуцировать «сухие» F-обогащенные условия, способствующие генерации A-типа гранитных магм [Johannes, Holtz, 1996]. При этом важно, что наиболее «сухие» условия сдвигают точку тройного минимума плавления по направлению к части гранитной системы (Qz-Ab-Or), обогащенной ортоклазом. Увеличение в системе концентрации F также сдвигают точку плавления в направлении более полевошпатовых составов. Эксперименты в гаплогранитной системе показали, что с возрастанием P_{CO2} и снижением P_{H2O} расплавы, лежащие на гранитном минимуме, двигаются по направлению более высокого калия и более низкого натрия [Ebadi, Johannes, 1991].

Таким образом, можно утверждать, что для гранитов рапакиви западной части Восточно-Европейской платформы коровый компонент представлен веществом континентальной коры, которая подразделяется на два различных по изотопным характеристикам типа. (1) Ювенильная палеопротерозойская кора, которая к моменту выплавления из нее расплава, приведшего к формированию гранитов рапакиви, еще не приобрела изотопных характеристик классической нижней коры, что обусловлено очень длительными периодами полураспада радиоактивных изотопов Sm, Rb, U и Th. Граниты рапакиви с такими «нижнекоровыми» протолитами явно преобладают и относятся к типу «Выборгского батолита». На «δ-Pb диаграмме» (рис. 1.125, а) все они располагаются во втором, верхнекоровом, квадранте, а на диаграмме μ₂ – κ₂ (рис. 1.125, б) – вблизи пересечения линий среднекоровых значений μ₂ и κ₂. (2) Древняя нижняя континентальная кора. Это коровые протолиты гранитов Салминского батолита и приближающиеся к ним источники гранитов рапакиви Центральной Швеции. На «δ-Pb диаграмме» (рис. 1.125, а) они ложатся в третий, нижнекоровый, квадрант, а на диаграмме μ₂ – κ₂ – располагаются в области низких значений μ₂, различаясь только по Th/U отношению в источниках.

Тип мантийного компонента в составе гранитов рапакиви и ассоциирующих основных пород лимитируется как геохимическими и петрологическими, так и изотопными параметрами. Низкие значения fO₂ и fH₂O в гранитах рапакиви, обогащение их HFSE и F указывают на источник с низкой долей участия вещества SCLM, метасоматизированной в ходе субдукционных процессов. Как уже было отмечено, основные породы этой ассоциации претерпели достаточно интенсивный процесс коровой контаминации. Наиболее интенсивно они проявились при формировании пород габбро-анортозитового комплекса [Rämö, Naapala, 1995; Ларин, 2011]. Первичная магма этого комплекса претерпела в ходе своей эволюции сложную полибарическую кристаллизацию и значительную контаминацию веществом нижней континентальной коры. Для сугубо ориентировочной оценки вклада корового компонента при формировании анортозитов было использовано уравнение двухкомпонентного смешения. Было установлено, что для анортозитов Салминского батолита доля корового компонента может варьировать от 30 до 50 % [Ларин, 2011]. Близкие оценки были получены и для комплекса Найн [Emslie et al., 1994]. Важно также отметить, что в качестве контаминанта участвует исключительно вещество нижней коры, верхнекоровая контаминация на уровне становления массивов не фиксируется. Это хорошо согласуется с представлениями о диапирическом внедрении в верхние горизонты коры «анортозитовой каши», сформированной на границе раздела мантии и нижней коры, в которой кристаллическое вещество преобладало над магматической жидкостью [Ashwal, 1993; Emslie et al., 1994].

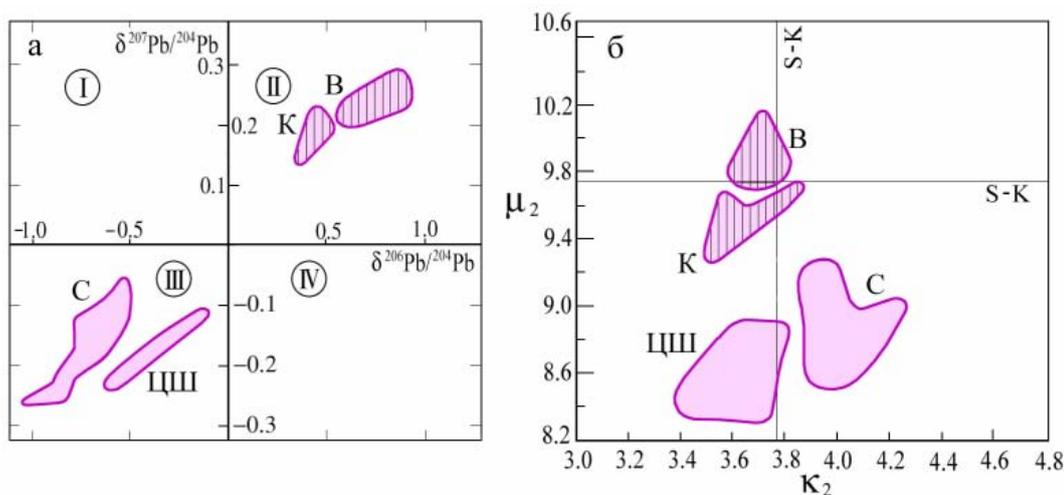


Рис. 1.125. Изотопные составы первичного свинца гранитов рапакиви и ассоциирующих пород Восточно-Европейской платформы в координатах $\delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $\delta^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а) и μ_2 – κ_2 (б). С использованием данных [Щербак и др., 1989; Rämö, 1991; Andersson, 1997; Ларин, 2011]:

$\delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $\delta^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – отклонения измеренных изотопных отношений пород от модельных величин мантии соответствующих возрастов. Диаграмма предложена Л. А. Неймарком [1990]. **I квадрант.** Древний обогащенный источник, претерпевший этап обеднения. Возможно несколько типов такого источника. Это и архейская кора относительно кислого состава (повышенные значения U/Pb отношения), подвергнутая гранулитовому метаморфизму в протерозое. Такой же тип изотопного состава свинца должны иметь объекты, источниками которых являются древние осадочные породы, возникшие за счет исходных пород кислого состава и потерявшие значительную долю урана в зоне гипергенеза. **II квадрант.** Обогащенный источник (верхняя кора). **III квадрант.** Обедненный источник (нижняя континентальная кора). **IV квадрант.** Древний обедненный источник, претерпевший этап обогащения (например, архейская нижняя континентальная кора, гранитизированная в протерозое).

Термины «обогащенный» или «обедненный» подразумевают величину U/Pb отношения, большую или меньшую по сравнению с модельным мантийным резервуаром.

Усл. обозн. см. на рис. 1.124. S-K – линии среднего корового изотопного состава свинца ($\mu_2 = 9.735$, $\kappa_2 = 3.78$)

Тектоническое положение

Согласно существующим представлениям о тектоническом положении гранитов рапакиви они могут иметь анорогенную природу или быть связанными с орогеническими процессами. До недавнего времени сторонники первой точки зрения явно доминировали [Anderson, 1983; Emslie et al., 1994; Rämö, Naapala, 1995; Frost, Frost, 1997; Шарков, 2005 и др.]. При этом одни исследователи связывают их формирование с процессами континентального (зарождающегося или прерванного) рифтогенеза [Bridgwater, Windley, 1973; Naapala, Rämö, 1990], тогда как другие – с воздымающимися мантийными плюмами [Anderson, Bender, 1989; Шарков, 2005]. Их оппоненты рассматривают формирование гранитов рапакиви в связи либо с коллизионными процессами [Vorma, 1976; Windley, 1991], либо с субдукционными [Gower, 1996; Rivers, 1997; Åhäll et al., 2000].

В то же время целый ряд рассмотренных выше геологических, петрологических и геохимических признаков, типичных для этих магматических ассоциаций, указывает на их принадлежность к внутриплитным образованиям, формирование которых могло происходить либо в анорогенных, либо в посторогенных условиях [см. Vonin, 2007].

Что касается Салминского и Выборгского батолитов, то их тектоническое положение необходимо рассматривать только в общем контексте геологического развития Восточно-Европейской платформы в протерозое. Большая часть рапакивигранитных комплексов мира приурочена к системе периферических (аккреционных) палео- и мезопротерозойских орогенов. Последние представляют собой систему складчатых поясов длительного развития (~2.0–1.0 млрд лет) двух суперконтинентов Нуна и Атлантика, образованных в ходе глобального палеопротерозойского (1.9–1.8 млрд лет) коллизионного события [Condie, 2002]. По границам этих суперконтинентов продолжалось последовательное формирование периферических орогенов и наращивание континентальной коры. Закрытие океана, разделяющего эти два суперконтинента, произошло в ходе гренвиллской орогении

и привело к формированию единого суперконтинента Родиния. Плутоны анортозит-рапакиви-гранитной ассоциации, формирование которых происходило в интервале 1.8–1.3 млрд лет, образуют в этих орогенах глобальные полихронные пояса протяженностью в тысячи километров. Внедрение их происходило не менее чем через 150 млн лет после завершающей складчатости, что характерно для анорогенного магматизма. В то же время большая продолжительность этого магматизма (>300 млн лет для западной части Восточно-Европейской платформы) не согласуется с гипотезой об их связи с активностью мантийных плюмов. Напротив, наблюдается возрастная и пространственная корреляция рассматриваемого внутриплитного магматизма и орогенического магматизма в сопредельных орогенах. Например, на Балтийском щите стадиям готского субдукционного магматизма (1.69–1.65, 1.62–1.58 и 1.56–1.55(1.50?) млрд лет) отвечают импульсы анортозит-рапакиви-гранитного магматизма (1.65–1.62, 1.58–1.56 и 1.53–1.47 млрд лет) в Свекофенском складчатом поясе. При этом и тот и другой магматизм последовательно «смещаются» во времени с востока на запад. Подобная корреляция свидетельствует, скорее всего, о генетической связи между субдукцией и анортозит-рапакиви-гранитным магматизмом внутренних (кратонизированных) частей активной континентальной окраины длительно развивающегося орогена [Åhall et al., 2000; Ларин, 2011]. Близкая картина выявляется и на Канадском щите, и в Амазонском кратоне, где формирование плутонов этой ассоциации (1.5–1.3 млрд лет) также было обусловлено дистальным отражением тектонических процессов, происходящих на конвергентных границах литосферных плит [Gower, 1996; Rivers, 1997; Karlstrom et al., 2001]. Этот магматизм может быть обусловлен как пассивным растяжением в тыловой части зоны субдукции в связи с реорганизацией внутрикратонных литосферных стрессов, так и образованием вторичных плюмов, спровоцированных процессами субдукции на уровне одного из главных разделов – нижняя-верхняя мантия.

1.3.5. Иотнийский и постиотнийский (~1.46 млрд лет и моложе) магматизм

Магматические породы иотния представлены базальтовыми лавами и интрузивными образованиями валаамского комплекса, развитыми в Ладожско-Пашском прогибе (см. рис. 1.52). Лавы слагают три горизонта [Богатиков и др., 2006]. В северо-восточной части грабена это базальты приозерской свиты (пакет лавовых потоков мощностью до 120 м) и трахибазальты салминской свиты (пакет лавовых потоков мощностью до 95 м). В юго-восточной части грабена в составе пашской свиты обнаружены лавовые потоки и субвулканические тела трахибазальтов и латитов. Валаамский интрузивный комплекс включает в свой состав Валаамский трахидолеритовый силл, Хопунваарский шток авгитовых порфиринов в районе г. Питкяранты и рой даек ферродолеритов (сортавалитов) в районе г. Сортавалы.

Валаамский силл залегает в отложениях пашской свиты на островах Валаамского архипелага и представляет собой, по данным [Максимов и др., 2015], пластовую дифференцированную интрузию общей площадью около 2000 км² (около 16 000 км² под акваторией Ладожского озера по [Светов, Свириденко, 1995]), сложенную феррогаббро, габбродолеритами и монцонитоидами (валаамитами). Основные породы рассечены сетью жил гранофир-аплитов. Габбродолериты слагают основную видимую часть интрузии и содержат линзовидные тела феррогаббро. Монцонитоиды образуют непрерывный ряд от монцогаббро и монцодиоритов до кварцевых монцонитов, залегают в верхней части силла и постепенно переходят в гранофировые конгадиабазы и далее в габбродолериты. Феррогаббро слагают нижнюю часть разреза Валаамского силла.

Возраст иотнийских лав определяется тем, что они совместно с осадочными породами приозерской и салминской свит залегают на коре выветривания гранитов рапакиви Салминского батолита [Кайряк, Хазов, 1967], возраст которого составляет 1547–1530 млн лет [Amelin et al., 1997]. Верхняя их граница определяется возрастом габбромонцонитов Валаамского силла 1457 ± 3 млн лет [Rämö et al., 2001a].

Геохимия

Магматические породы иотния, согласно данным [Носова и др., 2005; Богатиков и др., 2006; Ларин, 2011], представлены высокожелезистыми (Mg# = 0.30–0.53) и высокотитанистыми (TiO₂ = 1.32–5.34 %) базитами повышенной щелочности: субщелочными базальтами (приозерская свита), трахибазальтами и иногда базанитами (салминская свита) и латитами (пашская свита). Наиболее высокая железистость и титанистость характерна для базитов салминской свиты, наиболее низкая – для пашской свиты.

Базитам салминской свиты свойственны также экстремально высокие содержания F (0.16–0.25 %) и P₂O₅ (1.56–1.75 %) [Ларин, 2011]. Основной чертой геохимии вулканитов является значительное обогащение большинством некогерентных элементов (рис. 1.126), при этом наибольшим обогащением отличаются породы салминской свиты. Вид спайдерграммы близок к OIB, но с отчетливым обогащением Y и HREE и наличием резких положительных аномалий Ba и Pb и отрицательной аномалии Sr. Геохимические особенности базальтоидов иотния сближают их с йотунитами, наиболее дифференцированным типом пород габбро-анортозитового комплекса Салминского батолита. По данным [Носова и др., 2005], эти ферробазальты могут рассматриваться как вулканические аналоги йотунитов. Высокая обогащенность базальтов Ba, а также Ti, Zr, Nb, K и F, скорее всего, свидетельствует о метасоматизированном литосферном мантийном источнике, содержащем амфибол и флогопит [см. Farmer, 2003], и низкой степени его плавления. В то же время целый ряд геохимических признаков, таких как отсутствие корреляции SiO₂ и MgO, Cr, Ni, положительные аномалии Pb, небольшие отрицательные аномалии Nb-Ta, указывают на признаки коровой контаминации [Богатилов и др., 2006]. Крайне низкие содержания совместимых элементов, наличие отрицательной Eu и Sr аномалий в базальтоидах свидетельствуют об их кристаллизации из уже дифференцированных магм. Целый ряд геохимических особенностей вулканитов указывают на различные пути эволюции исходных расплавов. Для салминских базальтов эволюция расплава определялась в первую очередь фракционированием плагиоклаза, к которому мог присоединяться оливин, а для приозерских базальтов более значительную роль играл клинопироксен. Параметры кристаллизации расплавов отвечают высоким температурам (1070–1150 °C) и низкой фугитивности кислорода (–0.51g QFM) [Богатилов и др., 2006].

На дискриминационных диаграммах Zr – Zr/Y [Wood, 1980] и Zr/4 – 2Nb – Y (Meschede, 1986) составы базитов иотния лежат в полях внутриплитных базальтов [Ларин, 2011]. Некоторый дрейф составов на последней диаграмме в область поля вулканитов островных дуг, вероятнее всего, обусловлен процессами коровой контаминации.

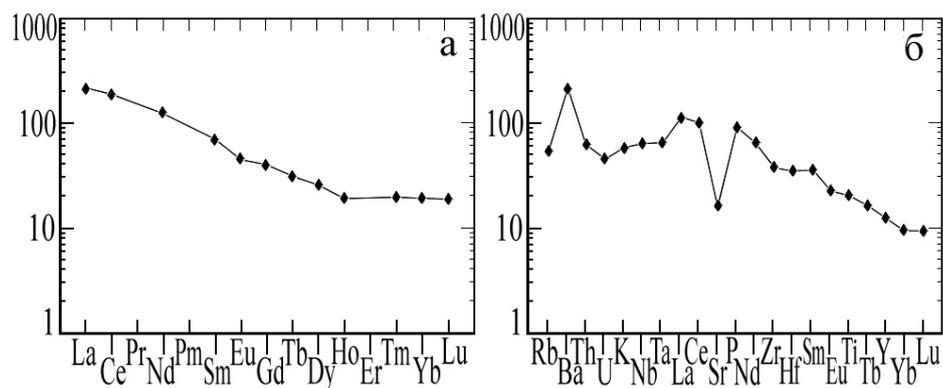


Рис. 1.126. График распределения REE (а) и спайдерграмма (б) иотнийских базальтов салминской свиты, нормированные к хондриту [Taylor, McLennan, 1985] и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], соответственно

Источники

Базиты иотния отличаются мало радиогенным изотопным составом Nd. Первичные значения параметра ϵ_{Nd} варьируют от –4.1 до –9.2 [Rämö et al., 2003; Богатилов и др., 2006, 2009; Ларин, 2011]. Наиболее радиогенным изотопным составом Nd отличаются базальты приозерской и салминской свит ($\epsilon_{Nd}(T) = -4.1 \dots -5.3$). Менее радиогенный состав Nd характерен для наиболее молодых членов этой ассоциации – базальтов пашской свиты и долеритов Валаамского силла ($\epsilon_{Nd}(T) = -8.3 \dots -9.2$). В целом изотопный состав Nd в иотнийских базитах близок к таковому в основных породах Салминского анортозит-рапакивигранитного батолита, в породах габбро-анортозитового комплекса $\epsilon_{Nd}(T)$ варьирует в пределах –6.6... –7.9, а в высокоглиноземистых габбро –1.9... –2.7 [Ларин, 2011]. Вероятнее всего, мало радиогенный изотопный состав Nd иотнийских базитов так же, как и основных пород Салминского батолита, обусловлен как контаминацией их веществом архейской континентальной коры, образующей фундамент Раахе-Ладожской зоны, так и веществом древней литосферной мантии в источнике. Согласно расчетам моделей смещения, доля корового контаминанта в иотнийских базитах могла составлять от 5–10 % и до 20 % [Богатилов и др., 2006].

Тектоническое положение

Тектоническое положение иотнийской формации большинством исследователей определяется как внутриплитное [Светов, Свириденко, 1995; Rämö et al., 2001b; Богатиков и др., 2006, 2009; Купцова и др., 2011; Ларин, 2011; Максимов и др., 2015]. Грабены, выполненные отложениями иотния, трактуются как типично рифтогенные. Все они приурочены к структурам Финско-Ботническо-Балтийской рифтовой системы. Вероятнее всего, целесообразно рассматривать тектоническое положение иотнийской формации вместе с комплексами анортозит-рапакивигранитной магматической ассоциации и вулканитами хогландия, с которыми они тесно ассоциируют как в пространстве, так и во времени. Тем более, что по минеральному и химическому составу магматические породы иотния весьма близки к мафическим породам анортозит-рапакивигранитной ассоциации, особенно к породам ферродиоритовой (йотунитовой) группы [Богатиков и др., 2006]. Впадины иотния, как правило, наследуют структурный план предшествующих анортозит-рапакивигранитных комплексов и завершают длительную и дискретную историю их формирования. В юго-восточной части Балтийского щита можно выделить четыре импульса анортозит-рапакивигранитного магматизма: 1.65–1.63 млрд лет (Выборгский), 1.58–1.57 (Аланд), 1.57–1.54 млрд лет (Лайтила), 1.55–1.53 млрд лет (Салми) и завершающий иотнийский – 1.46 млрд лет. Для Балтийского щита в целом таких импульсов будет еще больше, причем последний импульс анортозит-рапакивигранитного магматизма в Центральной Швеции (1.53–1.47 млрд лет) практически совпадает по времени с иотнийским импульсом.

Та же закономерность характерна и для других регионов мира, например, на Северо-Американской платформе – граниты рапакиви Нуэлтин и бассейны Телон и Атабаска [Peterson et al., 2002], анортозит-рапакивигранитный комплекс Найн и постэльсонский осадочный бассейн [Ryan, 2000] и др. Вероятно, что формирование этих существенно осадочных прогибов было обусловлено процессами остывания континентальной литосферы, утоненной в ходе предшествующего растяжения и прогретой в ходе интенсивного анортозит-рапакивигранитного магматизма [Rainbird et al., 2003; Ларин, 2011].

1.4. МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

Введение

Раннепротерозойские (~1.9–1.8 млрд лет) метаморфические преобразования пород на юго-востоке Фенноскандинавского щита проявлены с разной интенсивностью, неоднородно и не везде синхронно. РТ-режимы преобразования пород в ряде мест Свекофеннского пояса достигали пиковых значений 800–900 °С, 5–6 кбар, что характеризует условия низко-, умереннобарического метаморфизма гранулитовой фации. Породы гранулитовой фации известны в пределах пояса во многих местах, но они составляют меньшую часть метаморфических комплексов, а масштабы их распространения варьируют от единичных обнажений вблизи крупных плутонов до занимающих обширные площади в десятки или первые сотни км².

Крупные гранулитовые комплексы в свекофеннидах, как правило, сопровождаются «ореолом» менее метаморфизованных пород, с которыми имеют различные соотношения – как постепенные к ним переходы, так и резкие – тектонические. В первом случае реставрация температурного поля метаморфических сооружений выявляет форму куполовидной термальной структуры с высокотемпературным ядром. Образование подобных термальных структур в Свекофеннском поясе чаще можно связать с базитовым андерплейтингом, который вызвал дополнительный приток тепла, генерацию коровых магматических расплавов 1.89–1.87 млрд лет назад и сопряженные с этими процессами метаморфические преобразования уровня амфиболитовой и гранулитовой ступеней в верхах термальных куполов [Korsman et al., 1984; van Duin, 1992; Väisänen et al., 1994; Балтыбаев и др., 2000]. В некоторых случаях предполагается влияние направленных потоков глубинного высокотемпературного углекислотного флюида, обусловившего температурные условия и флюидный режим метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой ступени [Schreurs, Westra, 1986].

Геохронологические данные позволяют выделить два этапа высокотемпературного метаморфизма в Свекофеннском поясе: раннесвекофеннский, 1.89–1.86 млрд лет, и позднесвекофеннский, 1.83–1.79 млрд лет [Балтыбаев и др., 2009а].

Раннесвекофеннский гранулитовый метаморфизм характерен для так называемой «внешней» [Балтыбаев и др., 2009б] зоны свекофеннид, к которой отнесены провинция Шеллефтео в Швеции, площади развития метаморфических комплексов к северу от пояса Тампере в Финляндии и территория Северного Приладожья в России.

Позднесвекофеннский этап термальной активности (1.83–1.79 млрд лет) и связанный с ним гранулитовый метаморфизм хорошо проявлен в метаморфических комплексах юга Финляндии [Väisänen, Hölttä, 1999; Väisänen et al., 2002] и Швеции [Andersson, 1997; Andersson et al., 2004]. Гранулитовые комплексы позднего этапа занимают территории провинции Бергслаген в Швеции, Турку, Уусима и Сулкава в Финляндии, которые отнесены к «внутренней» зоне свекофеннид [Балтыбаев и др., 2009б]. Здесь фиксируются пиковые РТ-условия метаморфизма до $T = 700\text{--}800\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 4\text{--}5$ кбар.

Высокотемпературные метаморфические комплексы двух указанных этапов метаморфизма пространственно разобщены на площади Свекофеннского пояса, по крайней мере, пока нет убедительных данных о двух последовательных проявлениях высокоградного метаморфизма на одной и той же площади и затрагивающих одни и те же геологические (метаморфические) комплексы.

В Северном Приладожье высокотемпературный метаморфизм Южного домена относится к первому – раннесвекофеннскому этапу и датируется временным интервалом 1.89–1.86 млрд лет – такой возраст характерен практически для всей группы плутоонических и метаморфических пород этого домена, сформировавшихся на орогенической стадии. В соседней перикратонной зоне на площади, занимаемой породами Северного домена, преимущественно сохранились проявления низко- и среднетемпературного метаморфизма, проявившегося 1.80–1.79 млрд лет назад, хотя иногда в отдельных местах этого домена также обнаруживаются реликты более раннего (~1.87 млрд лет) метаморфизма [Балтыбаев и др., 2008, 2009а].

Метаморфическая зональность Северного Приладожья

В Северном Приладожье развит высокоградиентный (зональный) метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии [Судовиков и др., 1970]. Впервые изменчивость уровня метаморфизма пород в регионе была описана К. Вегманном [Wegmann, 1928] и позднее детализирована во многих работах [Судовиков, 1954; Кицул, 1963; Нагайцев, 1965, 1974; Предовский и др., 1967; Судовиков и др., 1970; Великославинский, 1972; Казаков, 1976; Мигматизация и гранитообразование..., 1985; Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев и др., 2000, 2004б, 2009б].

Первоначально представлялось, что вся метаморфическая зональность возникла одновременно и представляет собой прогрессивный ряд изменений пород от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Позднее было показано, что соотношение пород зон высокого и средне-, низкотемпературного метаморфизма – тектоническое и что наблюдаемая зональность полихронная, возникшая за счет неоднократных метаморфических преобразований [Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев и др., 2000, 2009б]. Как оказалось, значительная часть пород, относящихся в Южном домене к амфиболитовой фации, представляет собой диафториты по гранулитам [Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев и др., 2000]. Диафторез, тектоника, другие наложенные изменения усложнили картину соотношения метаморфических зон, что привело к ложной интерпретации их соотношений как непрерывной прогрессивной метаморфической зональности.

Итак, в пределах Южного домена развиты породы метаморфизованные, главным образом, в условиях гранулитовой фации. Он представляет собой высокотемпературный «гранулитовый» блок приладожского метаморфического комплекса с многочисленными интрузиями габбро, эндербитов, тоналитов и гранитов и поэтому рассматривается как высокотемпературное ядро зонально-метаморфизованного комплекса полихронного происхождения. В отличие от Южного, метаморфические породы Северного домена сравнительно слабее метаморфизованы, имеют явные признаки прогрессивного ряда преобразований от уровня фации зеленых сланцев до зоны появления первых мигматитов (амфиболитовая фация). Несравнимо меньше проявлены в Северном домене и плутнические ассоциации.

1.4.1. Зоны низко-среднетемпературного метаморфизма Северного домена

В Северном домене наиболее четко проявлен зональный метаморфизм пород с возрастанием температуры и сменой зон от края Карельского кратона на юг от низкотемпературной зеленосланцевой до среднетемпературной амфиболитовой фации.

Одна из первых и простейших схем метаморфической зональности Приладожья принадлежит Н. Г. Судовикову [1954], который выделил три зоны: Восточную, Среднюю и Западную, в порядке увеличения уровня метаморфических преобразований пород. Восточную зону он охарактеризовал как зону преимущественного развития сланцев, Западную – как гнейсовую (или ультраметаморфизма), а Среднюю – как переходную. Такое деление было принципиально верным, хотя далеко не достаточным для понимания сути минеральных превращений при смене P - T -параметров и определения ключевых минеральных парагенезисов.

Более детальные и не теряющие актуальности и по сей день результаты были получены В. И. Кицулом при изучении метаморфизма карбонатных пород и пород повышенной известковистости в Северном домене Приладожья [Кицул, 1963]. На основе изучения богатых кальцием метаморфических минеральных парагенезисов он выделил три зоны с севера на юг: *Тремолитовую* (1) ($Dol+Qtz = Trm+Cal+Qtz$), *Дионсидовую* (2) ($Trm+Cal+Qtz = Di+CO_2+H_2O$), *Форстеритовую* (3) ($Trm+Dol = For+Cal+H_2O+CO_2$; $Dol+Qtz = For+Cal+H_2O+CO_2$).

Немного позднее Ю. В. Нагайцев [1965], изучая в основном метапелитовые ассоциации Северного Приладожья, выделил зоны: ставролит-андалузитовую ($Ms+Chl+Qtz = Crd+Bt+H_2O$, $Ms+Chl = Bt+And\pm St+Qtz+H_2O$, $Ms+St+Qtz = Grt+Bt+And+H_2O$, $Ms+Chl\pm Mt = Bt+St+Qtz+H_2O$), силлиманит-мусковитовую ($St+Qtz = Grt+Sil+H_2O$, $Ms+St+Qtz = Grt+Bt+Sil+H_2O$), силлиманит-калиевополевошпатовую ($Ms+Qtz = Sil+Kfs+H_2O$) и гиперстеновую ($Hbl+Qtz = Di+Hy+Pl$). Позднее (в 1974 г.) он дополнил свою предыдущую схему низкотемпературными зонами: биотита ($Chl+Ms\pm Qtz = Bt+H_2O$) и граната ($Ms+Chl \pm Qtz = Crt+Bt+H_2O$ или $Chl+Qtz = Crt+H_2O$). Гранулитовые парагенезисы гиперстеновой зоны, по Ю. В. Нагайцеву [1974], были ограничены двумя небольшими участками в Южном домене в районе г. Лахденпохья и пос. Куркиеки.

В 1967–1972 гг. были также представлены [Предовский и др., 1967; Судовиков и др., 1970; Великославинский, 1972] различные варианты схем, дополняющие, уточняющие и модифицирующие предыдущие [Судовиков, 1954; Кицул, 1963; Нагайцев, 1965] схемы метаморфизма.

Нами используется схема метаморфической зональности Северного Приладожья, созданная большим коллективом геологов [Балтыбаев и др., 2000] после многолетних исследований региона в конце 90-х и начале 2000-х годов. Цель этих исследований заключалась в разработке критериев расчленения сложнометаморфизованных комплексов, а также подготовке полигона для проведения международной геологической экскурсии (EGU-1995, Санкт-Петербург). Проведенные работы позволили уточнить положение границ некоторых зон, выделить в центральной части площади Северного домена тектоническую зону, с которой связано усложнение схемы зональности в результате воздействия наложенных процессов на ранние метаморфические минеральные парагенезисы. В частности, были учтены характер и масштабы замещения ставролита мусковитом и хлоритом в зоне ставролитовой субфации, площадные закономерности преобразования средне-температурных пород в андалузит-мусковитовой субфации и т.п. Как выяснилось, интенсивнее всего эти преобразования проявились вдоль определенных тектонических зон преимущественно субмеридионального простирания. Однако наиболее принципиальные изменения в схеме метаморфической зональности касались соотношений зон амфиболитовой и гранулитовой фаций, о чем будет сказано ниже.

Термобарометрические оценки метаморфизма пород Северного домена, основанные на локальных микрозондовых химических составах минералов, так же как и минеральные метаморфические парагенезисы, отражают факт понижения уровня метаморфизма по направлению с юга на север. Численные параметры пика метаморфизма для наиболее высокотемпературных пород в южной части домена, где условия не выше амфиболитовой фации, составляют $T = 650\text{--}730\text{ }^\circ\text{C}$ и $P = 3.8\text{--}5.0$ кбар, тогда как севернее – в зоне зеленых сланцев – не превышают $T = 460\text{--}500\text{ }^\circ\text{C}$, $P = 3\text{--}4$ кбар [Балтыбаев и др., 2000]. Такие оценки в целом совпадают с представлениями о P - T -параметрах метаморфизма, которые ранее вышечисленные предшественники оценивали главным образом по парагенезисам минералов с привязкой их к тем или иным петрографическим сеткам. Иногда для метаморфических пород Северного домена приводятся существенно более высокие значения давления: не менее 7 кбар [Гульбин, 2014] и до 9–12 кбар в стресс-зонах [Кулаковский и др., 2015], что трудно увязывается с наблюдаемыми минеральными парагенезисами в метаморфических породах региона, где метаморфизм по всем признакам относится к низко- и умереннобарическому андалузит-силлиманитовому типу. К слову отметим, что в Свекофенском поясе отсутствуют минеральные парагенезисы прогрессивного метаморфизма, содержащие

в составе кианит. Повышенные значения величин давления могут быть связаны с инструментальными проблемами геобарометрии либо отражать локальные РТ-условия минералообразования в зонах тектонической нагрузки.

Изотопные данные о времени метаморфизма пород Северного домена

U-Pb датирование метаморфогенных монацитов из пород Северного домена выявило преобладающий возраст 1.80–1.79 млрд лет (рис. 1.127, табл. 1.21). Например, монацит гранат-биотит-силлиманитового гнейса (проба Б-03-132) имеет конкордантный (с вероятностью 0.81 при 95%-м уровне значимости) возраст 1794 ± 5 млн лет, а конкордантный возраст монацита в гранат-андалузит-ставролитовом гнейсе (проба Б-03-125) составляет 1787 ± 5 млн лет. Для гранат-ставролитовых гнейсов (Б-03-126, Б-04-143) получен конкордантный возраст по монациту 1787 ± 5 млн лет и 1804 ± 5 млн лет. Из таких результатов датирования вытекает вывод о практически синхронном возникновении метаморфических парагенезисов в зонах андалузита, силлиманита, ставролита.

Таблица 1.21

Результаты U-Pb изотопных исследований монацита и силлиманита в метаморфических породах Северного и Южного доменов Приладожья (Свекофеннский и Свеко-Карельский блоки)

№ п/п	Порода	№ пробы	Возраст, млн лет
Северный домен (Свеко-Карельский блок)			
1	Гранат-биотит-силлиманитовый гнейс	Б-03-132	$1792 \pm 42^*$, 1794
2	Гранат-андалузит-ставролитовый гнейс	Б-03-125	1787
3	Гранат-ставролитовый гнейс	Б-03-126	1787
4	Гранат-биотит-ставролитовый гнейс	Б-04-143	1804
5	Биотит-силлиманитовый гнейс	Б-04-155	1787
6	Гранат-биотит-ставролитовый гнейс	Б-03-121	1796
Южный домен (Свекофеннский блок)			
7	Гранат-кордиерит-силлиманитовый гнейс	Б-2000-31	$1879 \pm 8^*$, 1860
8	Гранат-кордиеритовый гнейс	Б-99-16	1862, 1850
9	Гранат-гиперстеновый гнейс	Б-2000-19/1	1874
10	Лейкосом мигматитов, 2-я генерация	Б-2000-19/2	1871
11	Лейкосом мигматитов, 2-я генерация	Б-2000-30/1	1877
12	Лейкосом мигматитов, 3-я генерация	Б-02-78/11	1872
13	Лейкосом мигматитов, 4-я генерация	Б-02-78/12	1870
14	Гранитная жила, 5-я генерация	Б-02-78/13	1856

Примечание. * – возраст силлиманита ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), определенный методом ступенчатого выщелачивания. Изотопные исследования проводились в ИГД РАН. Погрешность определения возраста монацита не превышает 2–5 млн лет (2 σ).

В последние годы стали появляться U-Pb изотопные определения возраста, которые позволяют говорить о том, что хотя метаморфические преобразования ~1.8 млрд лет и доминируют в Северном домене Приладожья, но им также предшествовал и более ранний этап метаморфизма. Такие свидетельства удалось получить в первую очередь при изучении лейкократовых выплавов из гранат-биотитовых гнейсов.

Самые первые в зональности лейкократовые мигматитовые жилы обнаружены в гнейсах к северо-западу от г. Сортавалы. Уровень метаморфизма здесь характеризуется фацией двуслюдяных гнейсов [по: Кориковский, 1979], или, если следовать вышеуказанным схемам зональности метаморфизма предшественников, эту площадь можно отнести к зоне «2-го силлиманита» [Нагайцев, 1974].

Изученная группа лейкосом выявлена в толще гранат-биотитовых, гранат-силлиманит-калишпатовых гнейсов, где все породы имеют субширотную ориентировку гнейсовидности и полосчатости при субвертикальном их падении. Гнейсы секутся небольшой интрузией светло-серых гранодиоритов. Масштабы мигматизации пород в рассматриваемом районе оценить трудно, так как здесь весьма слабая обнаженность коренных пород.

В пределах небольшого по размерам обнажения выделяются две генерации лейкосом, причем обе они несут следы деформаций и ориентированы субсогласно по отношению к гнейсовидности вмещающих пород (рис. 1.128). Жильный материал лейкосом содержит простой и схожий набор минералов: плагиоклаз + кварц + калиевый полевой шпат ± биотит. Суммарный объем лейкосом двух генераций не превышает 10–15 % объема мигматизированной породы.

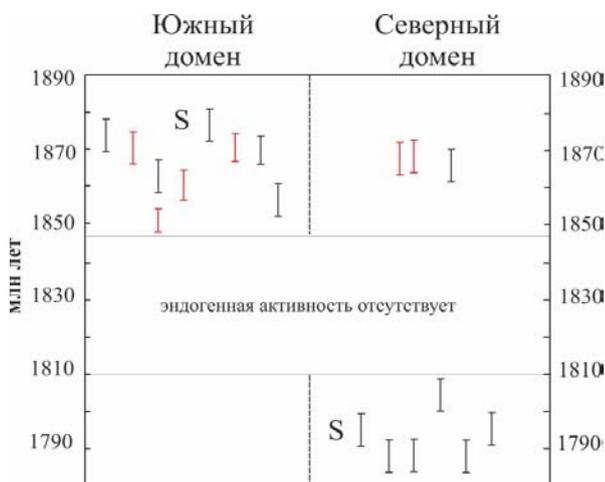


Рис. 1.127. Сводная диаграмма возрастных данных для метаморфических пород и мигматитов Южного и Северного доменов Приладожья [Балтыбаев и др., 2009а]

Использованы U-Pb TIMS метод для монацита и Pb-Pb-LS метод ступенчатого выщелачивания для силлиманита. Значения конкордантных возрастов монацита приведены с учетом погрешности определения 2σ. Положение точек, отвечающих возрасту силлиманита, показано символом «S». Красным цветом выделены данные по лейкосомам мигматитов



Рис. 1.128. Фотография обнажения гранат-биотитовых гнейсов (метаосадки ладожской серии) с двумя генерациями лейкосом. Обе лейкосомы деформированы и ориентированы субсогласно с гнейсовидностью вмещающих пород. Полосчатость пород обусловлена разной зернистостью гнейсов (скорее всего, это унаследованная от их протолитов особенность) и наличием тонких «полосчатых» лейкосом. Северный домен. Длина ручки молотка – 60 см

Для определения времени образования указанных лейкосом, а также установления возраста гранодиоритов были выделены монациты из всех разновидностей гранитоидных пород (Б-05-187/1, Б-05-187/2 – лейкосомы разных генераций, Б-05-187/3 – гранодиорит).

По монацитам получены следующие U-Pb возрастные данные: для Б-05-187/1, $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = 1877 \pm 1$ млн лет, Б-05-187/2 – конкордантный возраст 1878 ± 3 млн лет и Б-05-187/3, $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = 1864 \pm 1$ млн лет (табл. 1.22). На диаграмме Везерилла (рис. 1.129) фигуративные точки проанализированных фракций монацита из лейкосом находятся близко к линии конкордии или на ней, что должно свидетельствовать о хорошей сохранности U-Pb изотопной системы в изученном минерале. Указанные возрасты монацитов из лейкосом интерпретируются нами как отвечающие времени кристаллизации лейкократовых выплавов из гнейсов. Фигуративная точка состава монацита из гранодиорита имеет наибольшее отклонение от линии конкордии, поэтому время кристаллизации этой породы принимается как близкое к 1860 млн лет, на основе отношения изотопов $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Таким образом, поскольку для пород установлено широкое проявление метаморфизма 1.80–1.79 млрд лет, в совокупности полученные данные говорят о наличии здесь двух этапов метаморфизма, соответствующих двум интервалам времени: 1.88–1.87 и 1.80–1.79 млрд лет. Полученные данные однозначно свидетельствуют о том, что ультраметаморфические события в Северном домене в пределах погрешности U-Pb метода датирования синхронны с событиями мигматитообразования в Южном домене Приладожья (о них будет сказано ниже).

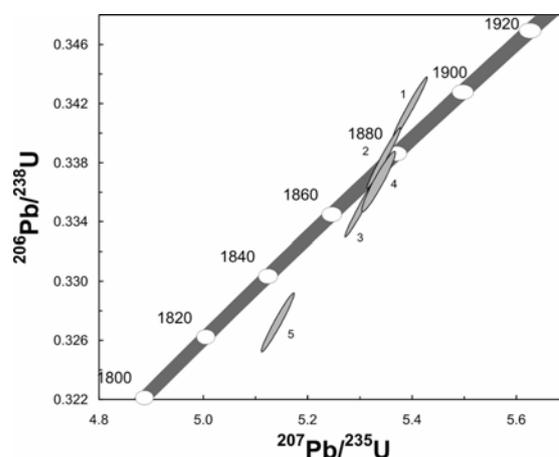


Рис. 1.129. Диаграмма с конкордией (Везерилла) для монацитов из лейкосом, гранодиорита и гнейса. Номера эллипсов соответствуют номерам проанализированных проб, приведенным в табл. 1.21

Следует добавить, что проявление «раннего» (~1.88–1.87 млрд лет) метаморфизма в Северном домене подтверждено геохронологическими исследованиями немигматизированного гранат-биотитового гнейса, метаморфизованного в условиях среднетемпературной амфиболитовой фации. Так, например, по U-Pb возрасту метаморфогенного монацита из гнейса установлен метаморфизм, датируемый как $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = 1872 \pm 1$ млн лет (табл. 1.22, проба Б-04-163). Близкий результат получен при измерении фракции монацита <20 мкм пробы – 1874 ± 2 млн лет (табл. 1.21).

Таблица 1.22

Результаты U-Pb изотопных исследований монацита из лейкосом мигматитов, гранодиорита и гнейса

№ п/п	Номер пробы	$\frac{^{206}\text{Pb}^a}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^b}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^b}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Th/U	Rho	Возраст, млн лет				СКВО/Р
									$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Конкордантный	
Лейкосом мигматитов													
1	Б-05-187-1	38090	0.11479	1.6775	5.303	0.3350	5.6	0.98	1862.8	1869.3	1876.5 ± 0.6	–	
2	Б-05-187-2	119290	0.11492	1.6096	5.335	0.3367	5.4	0.95	1870.8	1874.5	1878.6 ± 0.8	1877.5 ± 2.5	3.0/0.08
Гранодиорит													
3	Б-05-187-3	16820	0.11396	5.8277	5.142	0.3272	20	0.97	1825.0	1843.1	1863.5 ± 1.3	–	
Гранат-биотитовый гнейс													
4	Б-04-163 ^а	7460	0.11451	2.9863	5.395	0.3417	10	0.98	1894.9	1884.1	1872.2 ± 0.8	–	
5	Б-04-163 ^г	1316	0.11460	3.1211	5.345	0.3383	10	0.98	1878.3	1876.1	1873.6 ± 0.9	1873.8 ± 1.7	1.4/0.24

Примечание. а – изотопные отношения, скорректированные на фракционирование и бланк Pb; б – изотопные отношения, скорректированные на фракционирование, бланк Pb и обычный Pb; в – крупная фракция монацита; г – мелкая фракция. Р – вероятность конкордантности. Уровень лабораторного загрязнения Pb не превышал 0.1 нг, а U – 0.01 нг. Изотопные измерения Pb и U выполнены на масс-спектрометре МАТ-261. Ошибки измерения Pb/U изотопных отношений – 0.5 % (2σ).

Отметим здесь, еще до изложения возрастных данных по Южному домену, что на основании прямого датирования ранних лейкосом в породах Северного домена можно утверждать, что ультраметаморфогенные события имели место около 1.88–1.87 млрд лет назад как в Северном, так и в Южном домене Приладожья. Вероятно, начальные этапы ультраметаморфизма в двух указанных доменах связаны с ареальным проявлением температурного фронта и эндогенной активности. Впоследствии, к этапу 1.80–1.79 млрд лет назад, эндогенная активность сместилась к перикратонной зоне (Северный домен), без существенного влияния на породы Южного домена.

1.4.2. Зона высокотемпературного метаморфизма и ультраметаморфизма Южного домена

Как уже указывалось, Южный домен представляет собой блок, метаморфизованный до уровня гранулитовой фации и содержащий многочисленные интрузии габбро-эндербитов, тоналитов-плагиогранитов и различных гранитов. Породные ассоциации домена дают основание рассматривать занимаемую ими область в качестве высокотемпературного ядра зонального метаморфического комплекса Приладожья. Состав ассоциаций метаморфических пород этого домена был рассмотрен выше, при описании петроформаций лахденпохской серии. Здесь мы излагаем результаты реставрации РТ-параметров метаморфизма и представления об их эволюции, а также сведения о времени метаморфических событий по данным изотопного анализа пород разного происхождения.

Следует отметить, что одной из особенностей Южного домена является его яркая выраженность в гравитационном поле: над этой площадью наблюдается мощная положительная гравитационная аномалия, известная как «Куркиекская». По оценкам, основанным на данных о петрофизических свойствах пород района и расчетах [Балтыбаев и др., 2000], можно предположить наличие под метаморфическим комплексом (средняя плотность пород 2.72 г/см^3) крупного малоглубинного (на глубине первые км) тела с плотностью не менее $2.80\text{--}2.85 \text{ г/см}^3$. Приуроченность эпицентра гравитационной аномалии к выходам габбро-эндербитов позволяет предполагать, что таким телом может быть интрузия базитового состава. Примечательно, что выходы габбро-эндербитов на дневную поверхность пространственно совпадают повсеместно с выходами гранулитов. На основании этого геологического факта была предложена гипотетическая модель о возможной (генетической) связи появления гранулитов с подстилающим их базитовым магматическим резервуаром, проявленным в гравитационном поле [Балтыбаев и др., 2000]. Согласно данной модели, такое магматическое тело вызвало дополнительный прогрев окружающих пород, обеспечивая температурные условия гранулитовой фации. Предпринятые позднее [Балтыбаев и др., 2009] расчеты на основе 2D и 3D моделирования температурного поля показали, что такой механизм образования гранулитов вполне допустим для объяснения парагенеза гранулитов и плутонитов.

Более того, так как площадь, занимаемая положительной гравитационной аномалией, была больше площади известных выходов гранулитов, предполагалось, что в действительности гранулиты распространены в Южном домене шире – в сопоставимых с площадью аномалии масштабах. Проведенные впоследствии геолого-съёмочные и петрологические работы (было изучено около 3 тысяч петрографических шлифов со всей площади Южного домена) показали справедливость такого предположения: область распространения гранулитов оказалась значительно больше и коррелировалась с размерами «Куркиекской» гравитационной аномалии. Но этот факт не был установлен раньше, так как была проблема распознавания гранулитов, которые на обширных площадях оказались переработанными при наложенном метаморфизме амфиболитовой фации и сохранились только в виде разнообразных реликтов.

Минеральные парагенезисы метаморфических пород Южного домена позволяют выделить несколько стадий метаморфических преобразований. Поскольку не сохранились признаки прогрессивной допиковой стадии метаморфизма, то наиболее ранней стадией рассматривается самая высокотемпературная – гранулитовая, с соответствующим набором минеральных фаз.

Ранняя стадия. Характеризуется парагенезисами гранулитовой фации: $Orx+Cpx\pm Grt+Amph+Pl$, $Grt+Orx+Bt+Pl\pm Kfs+Qtz$, $Grt+Crd\pm Sil+Bt+Pl\pm Kfs\pm Qtz(\pm Spl)$. Мигматизация пород умеренная.

PT-параметры метаморфизма ранней стадии

Режим температуры и давления при метаморфизме оценивался различными методами, основываясь на составах сосуществующих минералов, по их парагенезисам и существующим или смоделированным петрогенетическим сеткам, а также методами флюидной термобарометрии (термобарогеохимией) – по криометрическим и термометрическим определениям свойств газовой-жидких включений в метаморфических минералах и лейкосомах мигматитов.

Высокотемпературные породы (гранулитовой фации) характеризуются, как правило, изначально выровненными составами минералов-твердых растворов, соответственно, в них отсутствует зональность. Однако при смене РТХ-режима среды составы таких минералов определенным образом должны меняться в соответствии с новыми внешними условиями. Указанное может отразиться, например, в закономерном изменении концентрации каких-либо компонентов внутри зерна минерала переменного состава. Закономерность такой смены можно установить по симметричным профилям концентрации элементов через зерна минералов («край – ядро – край»). Поэтому, если гранулиты содержат зональные минералы как результат послепиковых изменений составов, то в таких кристаллах (зернах) можно пытаться выявить химически однородные ядра, которые служат указанием на реликтовую их природу, т.е. сохранившие состав минерала высокотемпературной стадии.

В изученных высокоглиноземистых породах Южного домена такие химически относительно однородные ядра встречаются в некоторых кристаллах граната и кордиерита, что дает основание использовать центральные зоны этих минералов для определения пиковых условий равновесия. Очевидно, что при этом возникает проблема равновесности центральных зон, поскольку ядра разных минералов разобщены и, возможно, ранее контролировались разным химизмом локальных участков породы. Поэтому полученные по ядрам определения РТ-параметров не могут считаться совершенно надежными, даже если они основаны на пересечении нескольких независимых реакций в одной точке РТ-поля. Но все же в определенной степени критерием достоверности результатов может служить соответствие между РТ-оценками и минеральными парагенезисами, текстурными и структурными особенностями пород. Важна также сходимость результатов разных методов РТ-метрии друг с другом и отсутствие противоречий с другими данными.

По наиболее распространенной в породах Южного домена минеральной паре гранат – кордиерит, соответствующей парагенезису $Grt-Crd-(Bt-Pl-Sil-Kfs-Qtz)$, установлены диапазоны температур и давлений: $T = 790-825\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 5-5.8$ кбар (рис. 1.130).

По плотности включений H_2O и CO_2 , которые имеют признаки единовременного образования, для гранулитов получены близкие результаты: $T = 815\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 5.5$ кбар. Для этой РТ-оценки использовался так называемый «метод пересечения изохор», когда P и T определяются по одной точке пересечения изохор включений H_2O и CO_2 в гранулите.

С ранней стадией связано формирование первых генераций мигматитов. Такие мигматиты содержат гиперстен в мезосомах, а иногда и в лейкосомах. Лейкосомы чаще всего маломощные (до 1–3 см) в виде жил и их фрагментов, согласные или субсогласные со сланцеватостью вмещающих пород. Доля этих лейкосом обычно менее 20–25 % объема от суммы объемов всех пород на обнажениях. Указанные жилы участвуют в изоклинальных, часто переориентированных складках. Контакты лейкосом с меланосомой, как правило, нечеткие, иногда на контакте развита биотитовая кайма мощностью в первые миллиметры.

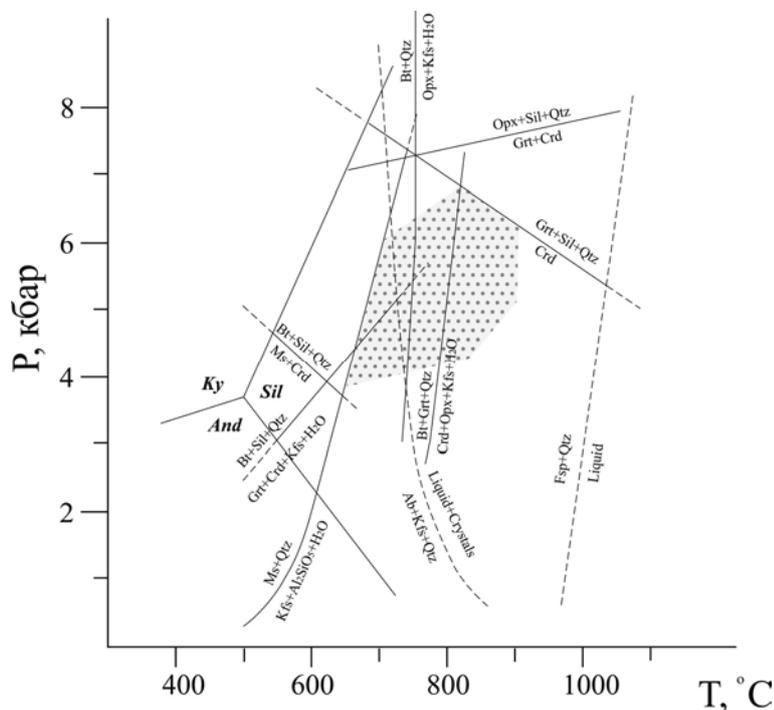


Рис. 1.130. P-T-параметры метаморфизма глиноземистых пород Южного домена

Предполагаемая область образования парагенезисов ранней стадии метаморфизма выделена штриховкой, положения реакций, ограничивающих эту область, рассчитаны по программам TWQ с использованием термодинамической базы для гранулитовых ассоциаций [Berman, 1988, 1991; Berman, Aranovich, 1996] и программы THERMOCALC [Powell, Holland, 1998]. P-T-область ограничена для гранат-кордиеритовых парагенезисов, для которых учтены также положения равновесных реакций по С. П. Кориковскому, А. Томсону [Кориковский, 1979; Thomson, 1982, 2001]. Тройная точка Al_2SiO_5 показана по данным М. Холддея [Holdaway, 1971]

В кварцах таких мигматитов обнаружены CO_2 -включения с плотностью 0.737–0.821 г/см³, определенные по результатам криометрии. По данным масс-спектрометрического анализа монофракций кварца, а также оценке количеств газовой-жидких включений разного типа (оптически видимые включения), выявляется факт низкой мольной доли воды в описываемых мигматитах и при этом значительное количество углекислоты. В целом указанное увязывается с представлением о формировании ранних мигматитов в «сухих» условиях гранулитовой фации.

Выявленным значениям P-T-параметров ранней стадии соответствуют глубины (H) 18–22 км и геотермический градиент при этой стадии метаморфизма (G) около 40 °C/км. Как отмечалось выше, источником тепла можно рассматривать располагавшийся в основании гранулитовой толщи базитовый магматический резервуар, породы которого обусловили гравитационную аномалию. Простейший расчет термального влияния интрузива, по характеристикам, близким к эндербитоидам, по модели полубесконечной пластины (модель Хара) ($T = 1000$ °C, мощность 5 км) при начальной температуре вмещающих пород 200 °C, показал, что эндербитовый магматизм обеспечивает достаточно быстрый кондуктивный прогрев 7 км толщи до 800–850 °C у контакта с магматическим телом. На удалении 7–10 км до контакта прогрев до 400–450 °C достигается через 1–1.5 млн лет. При участии флюидов и влиянии конвекции на теплоперенос скорость прогрева и мощность прогретых пород должны быть выше.

Усложнение математической модели и исходных параметров, в частности, учет морфологии и объемов магматического тела, скрытой теплоты кристаллизации расплавов, возможность конвекции в расплаве и т.п. не изменили принципиальные представления о скорости и порядке T-t (время) величин при тепловом воздействии магматического тела [Балтыбаев и др., 2009б]. Это вопрос будет рассмотрен ниже, с применением еще более адекватной геологической ситуации модели – с учетом также тектонического фактора (см. раздел 1.5).

Промежуточная стадия. Характеризуется парагенезисами амфиболитовой фации: Grt + Amph + Crx + Pl, Amph + Pl + Qtz, Grt + Bt + Pl ± Kfs + Qtz, Grt + Crd ± Sil + Bt + Pl ± Kfs ± Qtz. Интенсивно развита мигматизация пород.

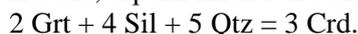
P-T-параметры метаморфизма промежуточной стадии

Изменения парагенетических соотношений минералов пиковой (ранней) стадии в результате ретроградных метаморфических процессов особенно четко проявлены в гранат-кордиеритовых и гранат-гиперстеновых гнейсах благодаря выразительным структурным соотношениям граната с кордиеритом и граната с гиперстеном. Для гиперстеносодержащих пород очень характерным новообразованием является волокнистый куммингтонит.

Реакционные каймы кордиерита наблюдаются как в виде полных венцов вокруг граната, так и в виде небольших фрагментов на границе граната с матриксом. Как правило, морфология кайм

не согласуется с параллельной текстурой матрикса, т.е. каймы не подвержены рассланцеванию. Недеформированные реакционные каймы кордиерита наблюдаются, в частности, и в калишпатизированных породах, содержащих катаклазированные порфириобласты микроклина. Все это говорит о сравнительно позднем развитии кайм, но в то же время их образование предшествовало бластокатакlastическим деформациям следующей, поздней стадии.

Наличие реакционных кайм вокруг граната показывает, что разрастание кордиерита происходило за счет растворяющегося граната. Характерной чертой этих кайм является присутствие в них симплектитовых вростков кварца. Это свидетельствует о замещении граната кордиеритом с выпадением избыточного кремнезема, ограничивая тем самым применение для объяснения указанных превращений реакции типа:



Учитывая, что в реакцию вовлечена какая-то богатая кремнеземом фаза, а также приуроченность к реакционным каймам полевых шпатов, можно предположить протекание реакций типа:



или



Параметры промежуточной стадии метаморфизма оценивались главным образом по составам контактирующих зерен граната и кордиерита. Различные взаимоотношения этих минералов, включая реакционные каймы, отличаются и по вариациям Fe/Mg отношения. Использование разных составов для соприкасающихся пар минералов выявляет: T от 820 до 590 °С, P от 5.6 до 4.3 кбар.

Практически все высокоглиноземистые породы превращены в полосчатые, отчасти сетчатые мигматиты. Типичные меланосомы в них наблюдаются редко, так что мигматиты разделяются на лейкосомы и мезосомы, различающиеся между собой главным образом количественными и реже качественными соотношениями фельзических и мафических минералов и их зернистостью. Содержание цветных минералов в лейкосомах обычно невысокое, представлены они гранатом и биотитом; кордиерит и силлиманит встречаются редко и в виде единичных кристаллов. В мезосомах биотит, гранат, кордиерит и силлиманит слагают до 40 % объема. Иногда гранат и кордиерит разделены: гранат присутствует в лейкосомах, кордиерит только в мезосомах. Калиевый полевой шпат, почти всегда присутствующий в лейкосомах метапелитов, для мезосом обычно не характерен.

По характеру минеральных проявлений, их наложению на более высокотемпературные парагенезисы минералообразование данной стадии диагностируется как ретроградный метаморфизм. При этом мигматизация пород на данной стадии не уменьшается, напротив, лейкосом становится значительно больше.

Лейкосомы мигматитов промежуточной стадии по составу ближе всего к тоналитам. Массовая и, вероятно, относительно продолжительная мигматизация обусловила структурное и морфологическое разнообразие лейкократовых выплавков.

В отличие от более ранних лейкосом мигматитов, преимущественно тоналитовые анатектические выплавки промежуточной стадии образуют жильные тела, как согласные со структурой вмещающих пород, так и секущие ранние структурные элементы. Для них характерны жильные, пятнистые неправильные формы, иногда они обособлены в маломощные тела теневого плагиогранитов, мощность которых, как правило, не превышает первые метры. Отдельные, наиболее ранние жилы данной стадии нередко участвуют в изоклинальной складчатости вместе с вмещающими кристаллическими сланцами и гнейсами, но в то же время крылья этих складок могут быть прорваны этими же жилами. По-видимому, подобные явления отражают синкинематичность формирования жил данной генерации. Кроме того, является обычным, когда такие же по составу выплавки не несут явных признаков пластических деформаций, занимая дискордантное положение относительно вмещающих пликтивных структур. Учитывая такие структурные особенности, можно полагать, что формы жил тоналитового состава свидетельствуют о формировании их в условиях постепенного снижения пластичности среды, вызванного понижением температуры.

В лейкосомах рассматриваемых мигматитов обычно встречаются 2–3 генерации водных и углекислотных включений. Отмечаются низкокипящие газы $\text{CH}_4 + \text{N}_2$, а также их примеси в некоторых углекислотных включениях, снижающие температуру плавления CO_2 до –57 или –58 °С. Плотность включений CO_2 меняется от 1.02 до 0.43 г/см³. Меланосомы отличаются слабой сохранностью флюидных включений. Встречены единичные и кластерные включения углекислоты с плотностью 0.86–0.91 г/см³. По флюидным включениям в мигматитах и магматических породах этой стадии (диоритах и тоналитах) оценены давления от 6 до ~4 кбар.

Отметим, что сопряженное снижение T и P не привело к заметному изменению G , который оставался близким к $40\text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$, что говорит о сохранности на прежнем уровне величины теплопотока от источника тепла. Понижение же T и P свидетельствует о подъеме пород вверх, вероятно, по надвигам.

Поздняя стадия. Метаморфизм этой стадии проявился в относительно низкотемпературных преобразованиях, соответствующих андалузит-мусковитовой субфации. Мигматизация пород на этой стадии не проявлена, но появляется жильный материал, как правило разномасштабный, вплоть до пегматитового строения. Эти новообразования заполняют трещины, мощность жил может колебаться от 1–10 см до 1.0–1.5 м.

Характер минеральных изменений метапелитов на этой стадии говорит о падении температуры и повышении потенциалов воды и щелочей, о чем свидетельствует замещение граната биотитом и плагиоклазом. Набор новообразованных минералов говорит о том, что условия больше отвечают полю устойчивости андалузита, но изредка образуется и силлиманит. Обычно последний встречается при замещении калиевого полевого шпата по реакции типа:



Плутонические породы этой стадии представлены трондьемитами и двуполевошпатовыми гранитами. В микроклиновых гранитах широко проявлена мусковитизация.

Метаморфические и магматические породы основного состава также подвержены интенсивной биотитизации, появляются бледнозеленая или голубоватая роговая обманка, очень редко эпидот. Наиболее низкотемпературные проявления представлены хлоритом, но он довольно редок.

PT-параметры метаморфизма поздней стадии

Согласно Grt-Vt геотермометру T меняется от 450 до 550 $^\circ\text{C}$, при $P = 2\text{--}4$ кбар. Этим T и P отвечает оценка Grt-Vt геотермометрии (использованы термометры Л. Л. Перчука [1989] и по Grt-Pl-Als-Qtz геобарометрии [Koziol, Newton, 1989]).

Следует сразу сказать, что в большинстве образцов фиксируются явные признаки неравновесности, что выражается в заметном изменении составов минералов в пределах одного шлифа. Неравновесность, например, выявляется также при тестировании составов минералов по программе Р. Бермана TWEEQU. В ряде случаев, однако, отклонения от равновесия не очень велики, и получаемый в пределах образца разброс значений P и T позволяет приблизительно судить о параметрах метаморфизма. Поэтому в целом имеющиеся результаты различной геотермобарометрии дают возможность очертить PT -поле метаморфизма поздней стадии параметрами $T = 500\text{--}600\text{ }^\circ\text{C}$ и $P = 2\text{--}3.5$ кбар, что в среднем несколько выше данных только по Grt-Vt термометру.

Регрессивный метаморфизм поздней стадии сопряжен, скорее всего, с продолжающимся надвигом комплексов Южного домена на Северный. Это должно было привести к резкому возрастанию мощности коры и быстрому изостатическому воздыманию надвинутой нагретой пластины. Такой тектоникой можно объяснить геотермический градиент до $10\text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ в верхней части коры.

Термодинамические параметры мигматитообразования

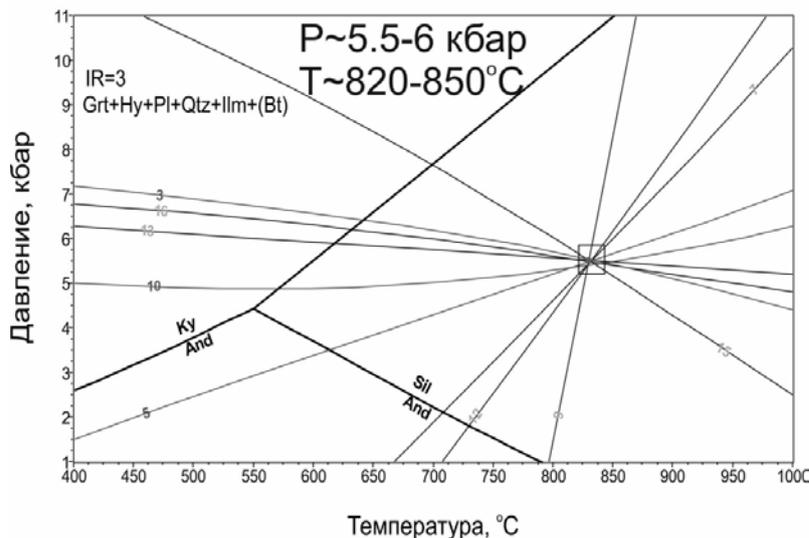
Определение термодинамической устойчивости метаморфических парагенезисов в гнейсах и мигматитах, построение петрогенетической сетки сделаны на основе программы THERIAK-DOMINO [de Capitani, Brown, 1987] и THERMOCALC [Holland, Powell, 1988] с использованием новейших модификаций программ и обновленных термодинамических баз данных минералов и моделей твердых растворов.

Расчет минеральных метаморфических гиперстеновых парагенезисов позволил определить PT -параметры пика метаморфизма: $T \sim 800\text{--}830\text{ }^\circ\text{C}$, $P = 5\text{--}6$ кбар (рис. 1.130, 1.131). Минеральные парагенезисы мигматитового комплекса позволяют проследить регрессивный тренд от пиковых гранулитовых условий до $\sim 500\text{ }^\circ\text{C}$, когда во вмещающих лейконому гнейсах появляются устойчивые гранат-хлоритовые или двуслюдяные парагенезисы. PT -расчеты и наблюдаемые парагенезисы однозначно говорят о существовании условий гранулитовой фации при начальном плавлении гнейсов. По PT -оценкам режим давления на регрессивной стадии менялся незначительно (в сторону понижения на 1–2 кбар). Эти оценки смены P и T сопоставимы с характером изменения структур на обнажениях, т.е. смены форм от пликативных ранних структур (пластичная деформация) до дизъюнктивных (хрупкая деформация) при образовании позднейших жил, что соответствует тренду остывания пород. Какие минеральные изменения происходят в мигматитах на регрессивном этапе, мы рассмотрим ниже.

Образец Б-263-1, Grt-Ну гнейс

Рис. 1.131. Оценка РТ-параметров пика метаморфизма на основе расчета по THERMOCALC. При этих РТ-параметрах происходит образование первых порций анатектического расплава. Пресечения получены для минеральных реакций:

3) – $3\text{Eas}+2\text{Alm} = 2\text{Prp}+3\text{Sid}$; 4) – $3\text{Sid}+6\text{bQtz}+2\text{Grs}+\text{Alm} = 3\text{Ann}+6\text{An}$; 12) – $12\text{bQtz}+4\text{Grs}+9\text{Eas}+2\text{Alm} = 12\text{An}+6\text{Phl}+3\text{Sid}$; 18) – $\text{Alm}+3\text{Eas}+2\text{Grs}+6\text{bQtz} = 2\text{Phl}+6\text{An}+\text{Ann}$; 20) – $3\text{Alm}+3\text{Eas}+2\text{Grs}+6\text{bQtz} = 2\text{Prp}+6\text{An}+3\text{Ann}$; 21) – $4\text{Grs}+2\text{Prp}+12\text{bQtz}+9\text{Sid} = 3\text{Eas}+12\text{An}+6\text{Ann}$; 24) – $\text{Alm}+\text{Phl} = \text{Prp}+\text{Ann}$; 26) – $3\text{Sid}+6\text{bQtz}+3\text{Prp}+2\text{Grs} = 2\text{Alm}+6\text{An}+3\text{Phl}$; 27) – $6\text{bQtz}+\text{Prp}+2\text{Grs}+3\text{Eas} = 6\text{An}+3\text{Phl}$; 31) – $3\text{Sid}+6\text{bQtz}+\text{Prp}+2\text{Grs} = 2\text{Ann}+6\text{An}+\text{Phl}$. Учтены только безводные реакции, чтобы избежать неопределенности, вносимой долей H_2O в системе



Эволюционные изменения составов анатектических расплавов

Вопрос о том, в какой степени лейкосомы мигматитов соответствуют гранитным расплавам, из которых формируются гранитные плутоны, всегда интересовал исследователей. Многочисленные данные говорили о тесной пространственной, вещественной связи между продуктами частичного плавления и коровыми гранитами S-типа [например, Bons et al., 2001; Kriegsman, 2001; Solar, Brown, 2001; Седова и др., 2004].

Рассматривая мигматитообразование как многостадийный процесс, нельзя обойти вниманием такое явление, как взаимодействие возникшего при анатексисе расплава с реститом, в качестве которого могут быть или наиболее тугоплавкие части вмещающих мигматиты пород, или же непосредственно материал мезо- и меланосомы. Химическая неравновесность первых перемещенных порций расплава с реститовым веществом приводит к ряду минеральных превращений, которые нередко фиксируются петрографическими методами и полевыми наблюдениями. Нами такое явление было обнаружено при изучении мигматитов в «Na» Лахденпохской зоне Северного Приладожья. На рис. 1.132 показаны сильно мигматизированные (до образования диатектитов) Grt-Bt, Gr-Ну-Bt плагиогнейсы, в которых местами сохранились меланократовые компоненты гнейсов, рассматриваемые как рестит. Хорошо видно, что вокруг темноцветных минералов (в основном это гранат с биотитом) образуется своеобразный 1–1.5 см ореол из лейкократового материала, состоящий из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, а иногда и мусковита (рис. 1.132). Эти скопления вида «гранат+биотит – лейкократовая кайма» распространены в гранитном матриксе хаотично, не концентрируясь, например, до образования лейкосомы или жилы. Судя по такому положению их в относительно однородной массе расплава, они рассматриваются как продукты взаимодействия анатектического расплава с реститовым веществом.

Образование лейкократовой оторочки сопровождается следующими химическими изменениями минералов: гранат становится менее магнизальным и более железистым ($\text{Prp } 28 \Rightarrow 12$, $\text{Alm } 72 \Rightarrow 83$), в биотите резко снижается TiO_2 от 3.0–3.6 вес. % до 0–0.2 вес. %. Состав плагиоклаза меняется в узком диапазоне во всей породе ($\text{An } 26\text{--}29$), поэтому не удалось установить, существует ли закономерность в смене его состава в зоне оторочки. Нельзя также однозначно сказать – образуется новый плагиоклаз или происходит укрупнение зерен ранее существовавшего. Но очевидно, что в оторочке образуется калиевый полевой шпат, который редок в матриксе, и повышается количество кварца. Мусковит встречается только в оторочках, и, судя по соотношениям его с другими минералами (рис. 1.133), он образуется по титанистому биотиту.



Рис. 1.132. Гранат(+биотитовые) шлиры, окруженные кварц-двуполевошпатовой(+мусковит) каймой. Вмещающая их порода – диатектиты, по составу отвечающие плагиогранитам-гранодиоритам. Обнажение Б-286

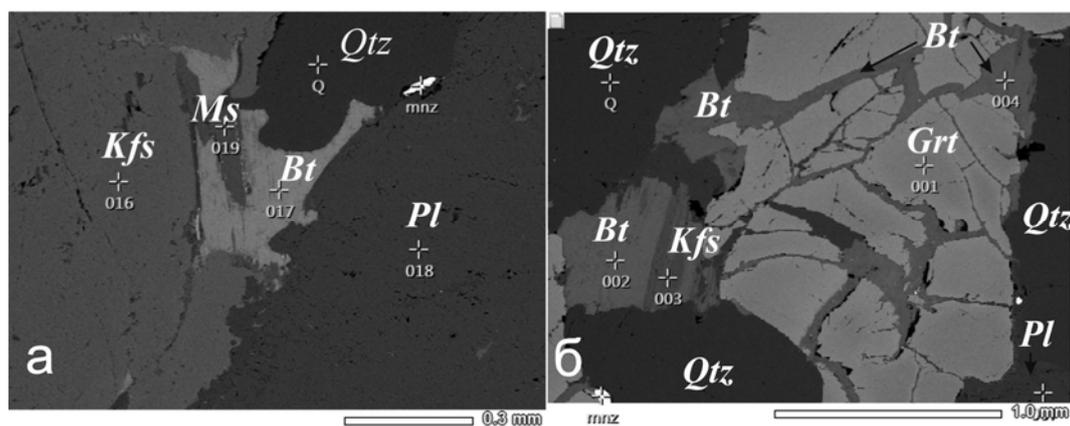


Рис. 1.133. Микрофотография лейкократовой оторочки в гранат-биотит-кварц-двуполевошпатовых скоплениях, показанных на фотографии обнажения Б-286 (рис. 1.132):

а – фотография демонстрирует замещение относительно высокотитанистого биотита агрегатом, состоящим из двух полевых шпатов, кварца и мусковита; б – фотография демонстрирует замещение граната агрегатом, состоящим из низкотитанистого биотита и двух полевых шпатов, кварца

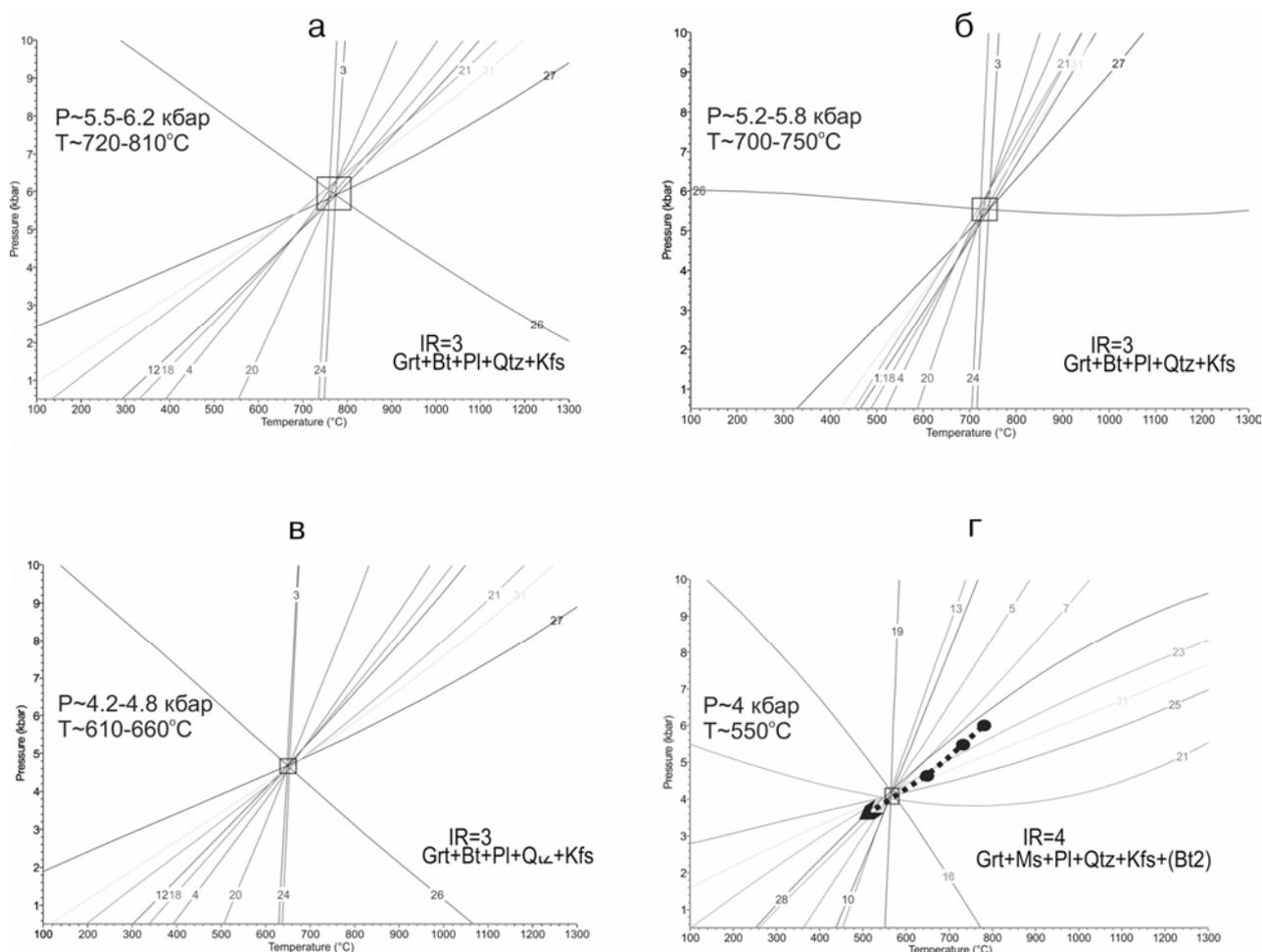


Рис. 1.134. Термобарометрия пород обнажения Б-286 по методу TWEEQU

Пресечения получены для минеральных ассоциаций Grt-Bt-Pl-Kfs-Qtz(+Ilm) для парагенезисов с: а – наиболее магнезиальным составом граната (Bt: $xMg=0.464$, $TiM2=0.038$, $AlM1=0.432$, $Al4=0.656$, $xK=0.943$; Grt: $Gr_s=0.029$, $Pr_p=0.228$, $Alm=0.730$, $Sps=0.013$; Pl: $An=0.289$, $Ab=0.705$, $Or=0.007$); б – среднемагнезиальным (Bt: $xMg=0.469$, $TiM2=0.177$, $AlM1=0.321$, $Al4=0.660$, $xK=0.995$; Grt: $Gr_s=0.029$, $Pr_p=0.204$, $Alm=0.749$, $Sps=0.019$; Pl: $An=0.289$, $Ab=0.705$, $Or=0.007$); в – низкомагнезиальным (Bt: $xMg=0.464$, $TiM2=0.038$, $AlM1=0.432$, $Al4=0.656$, $Si4=0.344$, $xK=0.943$; Grt: $Gr_s=0.032$, $Pr_p=0.169$, $Alm=0.780$, $Sps=0.019$; Pl: $An=0.278$, $Ab=0.700$, $Or=0.023$); г – для парагенезиса низкомагнезиального граната с мусковитом (Ms: $xK=0.962$, $xNa=0.038$, $xAl=0.869$; Bt: $xMg=0.557$, $TiM2=0.001$, $AlM1=0.455$, $Al4=0.644$, $xK=0.950$; Grt: $Gr_s=0.032$, $Pr_p=0.169$, $Alm=0.780$, $Sps=0.019$; Pl: $An=0.289$, $Ab=0.705$, $Or=0.007$)

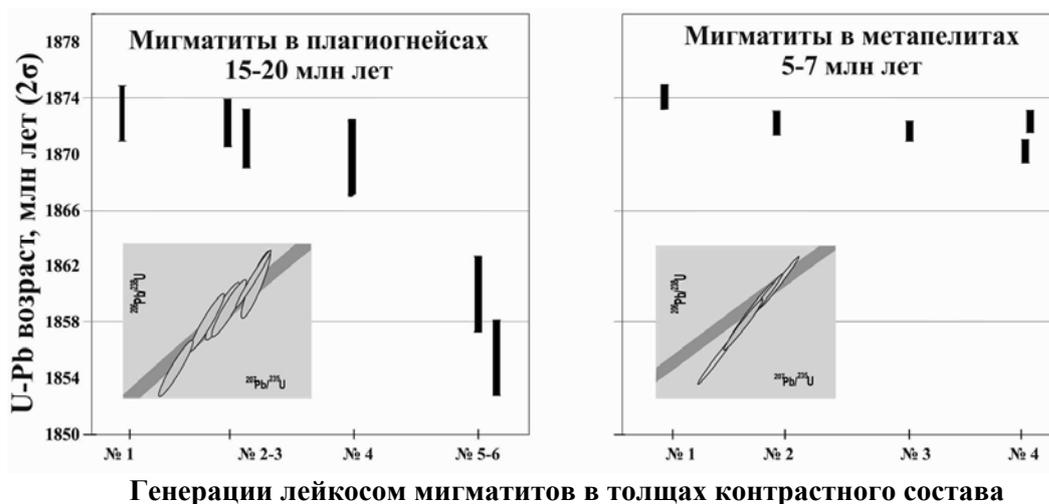
Минеральный и химические составы рассматриваемой породы позволяют оценить РТ-параметры образования оторочек. Методом мультивариантных минеральных равновесий TWEEQU [Berman, 1988] были получены равновесные пересечения с тремя и четырьмя независимыми реакциями для закономерно меняющихся составом минералов (рис. 1.134).

Из приведенных данных следует, что составы анатектических расплавов могут эволюционировать после образования первых порций расплава за счет взаимодействия с вмещающими породами. В целом минеральные превращения в таких системах могут происходить и на значительной части регрессивного тренда, включая посткристаллизационный этап существования лейкосом.

На диаграммах рис. 1.134, а-в приведены реакции: 3) – $3Eas+2Alm = 2Prp+3Sid$; 4) – $3Sid+6bQtz+2Grs+Alm = 3Ann+6An$; 12) – $12bQtz+4Grs+9Eas+2Alm = 12An+6Phl+3Sid$; 18) – $Alm+3Eas+2Grs+6bQtz = 2Phl+6An+Ann$; 20) – $3Alm+3Eas+2Grs+6bQtz = 2Prp+6An+3Ann$; 21) – $4Grs+2Prp+12bQtz+9Sid = 3Eas+12An+6Ann$; 24) – $Alm+Phl = Prp+Ann$; 26) – $3Sid+6bQtz+3Prp+2Grs = 2Alm+6An+3Phl$; 27) – $6bQtz+Prp+2Grs+3Eas = 6An+3Phl$; 31) – $3Sid+6bQtz+Prp+2Grs = 2Ann+6An+Phl$. На диаграмме рис. 1.134, г приведены реакции: 5) – $Ms+Grs+Alm = Ann+3An$; 7) – $6bQtz+2Grs+3Eas+Alm = Ann+6An+2Phl$; 10) – $6bQtz+2Grs+3Eas+3Alm = 3Ann+6An+2Prp$; 13) – $2Phl+2Ms+Alm = Ann+3Eas+6bQtz$; 16) – $Ann+2Ms+2Prp = 6bQtz+3Eas+Alm$; 19) – $Alm+Phl = Prp+Ann$; 21) – $6bQtz+Grs+3Eas = 3An+Ms+2Phl$; 23) – $2Prp+3Ms+Grs = 3An+3Eas+6bQtz$; 25) – $6bQtz+Prp+2Grs+3Eas = 6An+3Phl$; 28) – $Prp+Phl+2Ms = 3Eas+6bQtz$; 31) – $Prp+Ms+Grs = 3An+Phl$. Реакции с участием H_2O исключены из рассмотрения, так как отсутствуют достоверные данные о величине мольной доли воды в рассматриваемых процессах. Следует отметить уменьшение погрешности определения точки пересечения всех реакций («треугольника невязки») в расчетах с низкомагнезиальным гранатом, а также с мусковитом. На последней диаграмме также показан тренд изменения РТ параметров, учитывающий данные первых трех диаграмм.

Оценка длительности образования лейкосом мигматитов при разном составе протолитов

Была оценена изотопными методами длительность мигматитообразования в «К» и «Na» (Приозерском и Лахденпохском) геохимических зонах Северного Приладожья. U-Pb (TIMS) методом по монациту датировалась максимально полная последовательность лейкосом с геологическим контролем их соотношений и относительного возраста, наблюдаемых в пределах обнажений. Установлено, что длительность формирования лейкосом в двух зонах различна и не перекрывается погрешностью определения возраста: в среднем ~5 млн лет в «К» зоне и в среднем не менее 15 млн лет – в «Na» (рис. 1.135).



Генерации лейкосом мигматитов в толщах контрастного состава

Рис. 1.135. Длительность мигматитообразования в двух геохимических зонах Северного Приладожья. Слева – последовательность лейкосом в «Na» Лахденпохской зоне, справа – последовательность лейкосом в «К» Приозерской зоне. Генерации лейкосом показаны на оси абсцисс как № 1–6. На врезках показаны диаграммы с конкордией для проанализированных монацитов из каждой генерации лейкосом

Последовательность лейкосом «натриевой» Лахденпохской зоны Приладожья. Изученная группа лейкосом отобрана в толще гранат-биотитовых, гранат-гиперстеновых плагиогнейсов. На обнажении геологическими наблюдениями устанавливаются не менее шести генераций лейкосом. Из этих лейкосом были выделены монациты, которые иногда отличались размерами. В последнем случае монациты анализировались с делением на фракции – крупную (50–80 мкм и больше) и мелкую (<50 мкм). Чтобы максимально исключить попадание вещества протолита в анализируемую пробу, отбор проб осуществлялся из наиболее крупных и хорошо обособленных лейкосом.

Последовательность лейкосом «калиевой» Приозерской зоны Приладожья. На обнажении, выбранном для изотопного датирования, выделяются четыре генерации лейкосом. Самая ранняя генерация лейкосом (№ 1) представляет собой структурно сильно преобразованные фрагменты лейкократового материала. Значительно лучше обособлены в гнейсах средне-, мелкозернистые лейкосомы № 2 мощностью 0.2–5 см, нередко имеющие мелонакратовую 1–3 мм оторочку, сложенную преимущественно биотитом. Лейкосомы № 3 и 4 легко распознаются и отличаются от первых лейкосом тем, что имеют мощность до 20–30 см, преимущественно полевошпатовый состав с крупными (до гигантских) калиевыми полевыми шпатами таблитчатой формы.

Время начала плавления гнейсов в двух зонах практически совпадает, но при этом заметно отличаются возрасты позднейших жил и лейкосом в сравниваемых зонах. Как можно видеть (рис. 1.135), полученная разница в длительности мигматитообразования выходит за пределы погрешности определения возраста U-Pb ID-TIMS методом по монациту. Эти данные были перепроверены нами путем датирования других «позднейших» лейкосом мигматитов в других обнажениях и нашли подтверждение – мигматитообразование в «калиевой» зоне, по существенно глиноземистому протолиту, имеет заметно (в 2–3 раза) меньшую длительность. Выявленная разная длительность мигматитообразования может отражать различную температурную историю пород двух зон, а также, вероятно, влияние составов и реологических свойств мигматизируемых толщ, определяющих условия отделения, транспорта и кристаллизации анатектического расплава.

Изотопные данные о времени метаморфизма пород Южного домена

Существенно возросшее за последние два десятка лет количество геохронологических данных позволяет достаточно уверенно ограничить время метаморфических преобразований пород Южного домена интервалом 1.88–1.86 (1.85) млрд лет. Наглядное представление об этом дает схематическая карта района, на которой указаны изотопные возрасты различных пород (рис. 1.136). Если исключить посторогенные граниты (1.8 млрд лет), а также граниты рапакиви (1.65 млрд лет), выделенные на карте красным цветом, то становится очевидным, что время образования метаморфических и метаплутонических пород находится в достаточно узком интервале 1880–1860 млн лет. Наиболее поздние аплитовые жилы и поздние фазы некоторых гранитов, а также различные пегматиты расширяют этот диапазон сверху до 1850 млн лет.

Рассмотрим изотопно-геохронологические данные, позволяющие ограничить время метаморфических событий на основе использования методов U-Pb датирования пород разного происхождения.

Датирование гиперстеновых и высокоглиноземистых гнейсов

Монацит гранат-гиперстеновых гнейсов (проба Б-2000-19/1) в Лахденпохской зоне имеет конкордантный (с вероятностью 0.52 при 95%-м уровне значимости) возраст 1874 ± 4 млн лет.

В гранат-кордиерит-силлиманитовых гнейсах (проба Б-2000-31) определен по монациту конкордантный возраст 1860 ± 4 млн лет (с вероятностью 0.28 при 95%-м уровне значимости). Морфологический анализ кристаллов позволяет предположить, что монацит из пробы Б-2000-31 является перекристаллизованным детритовым монацитом.

Для гранат-кордиерит-силлиманитового гнейса (Б-99-16) получен конкордантный возраст по монациту 1862 ± 4 млн лет (с вероятностью 0.58 при 95%-м уровне значимости). Другая фракция монацита выявила возраст 1850 ± 4 млн лет (с вероятностью 0.99 при 95%-м уровне значимости). У этой фракции пониженное содержание урана и низкая степень идиоморфизма зерен, что, вероятно, является результатом регрессивных преобразований. Наложенные события могли вызвать перестройку U-Pb системы монацита, чем объясняется омоложение монацита до 1850 млн лет.

Датирование продуктов ультраметаморфизма и сопряженных с метаморфизмом плутонов

Остановимся на вопросе о связи плутонизма и метаморфизма в контексте использования производных этих процессов для датирования метаморфических событий.

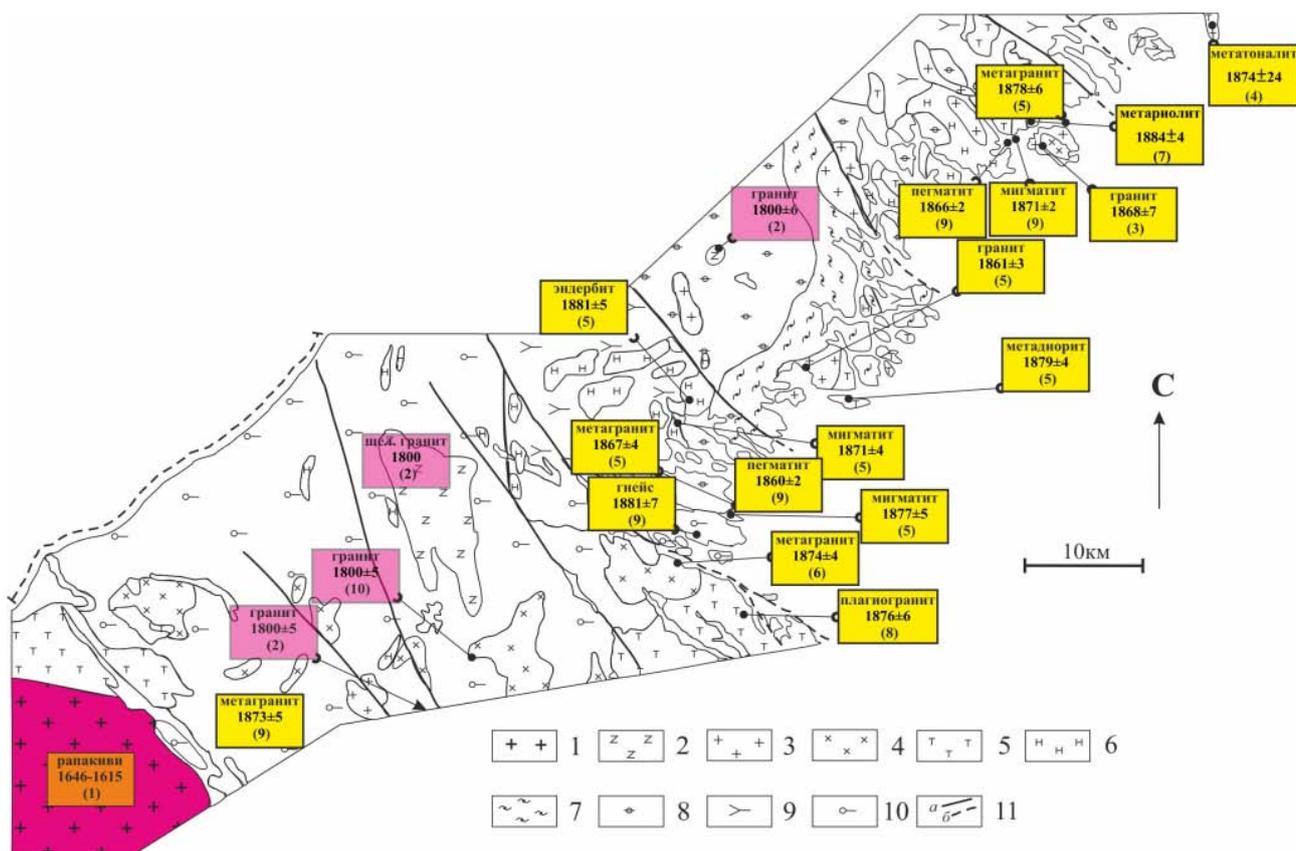


Рис. 1.136. Геологическая схема строения Южного домена с U-Pb возрастными данными:

1 – граниты рапакиви, 2 – посторогенные монзониты и граниты, 3 – поздние- и 4 – синорогенные граниты, 5 – тоналиты и диориты, 6 – эндербиты; 7–10 – метаморфические формации: биотитовых, биотит-гранатовых, гиперстен-гранатовых и кордиерит-силлиманит-гранатовых гнейсов; 11 – разломы: а – прослеженные, б – предполагаемые. Возраст пород по: (1) – Vaasjoki et al., 1991; (2) – Иваников и др., 1998; (3) – Kopelko, Eklund, 2003; (4) – Шульдинер и др., 2000; (5) – Балтыбаев и др., 2004а; (6) – Балтыбаев и др., 2004а; (7) – Балтыбаев и др., 2003; (8) – Балтыбаев, Левченков, 2005; (9) – Балтыбаев и др., 2009в; (10) – Балтыбаев и др., 2016б

Наблюдаемый повсеместно парагенезис эндербитов с породами гранулитовой фации, а также высокотемпературные преобразования эндербитов и интенсивное метаморфическое преобразование циркона эндербитов позволяет предположить сближенность во времени магматической кристаллизации эндербитов и гранулитового метаморфизма. Исходя из этого, U-Pb возраст 1881 ± 6 млн лет, полученный по магматическому циркону из эндербита, принимается также как отвечающий пику метаморфизма, т.е. как датирующий ее раннюю стадию.

Датирование последующей, постгранулитовой промежуточной стадии метаморфизма надежнее всего можно было произвести путем изотопного датирования каких-либо пород с очевидными геологическими соотношениями, позволяющими судить об относительных возрастах. Такими объектами были выбраны последовательности лейкосом мигматитов с ясной структурной позицией и видимыми на обнажениях соотношениями с другими породами. При этом учитывалось, что самые ранние лейкосомы образовались на гранулитовой ранней стадии метаморфизма, о чем свидетельствуют гиперстенсодержащие парагенезисы вмещающих их пород и самих анатектических выплавов.

Из плагиомигматитовой лейкосомы 2-й генерации (проба Б-2000-19/2) (из 1-й генерации в силу ее малого размера не удастся отобрать чистый материал) циркон размером 60–85 мкм, связанный с парциальным плавлением и имеющий призматический облик, зональное строение и низкое отношение Th/U (т.е. признаки роста из расплава) [Rubatto et al., 2001], выявил возраст $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = 1871 \pm 2$ млн лет. Этот возраст совпадает с конкордантным (с вероятностью 0.78 при 95%-м уровне значимости) возрастом монацита 1871 ± 4 млн лет из этой же пробы. Более крупные зерна циркона этой пробы имеют несколько меньший возраст $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = 1866 \pm 2$ млн лет. Этот факт, по-видимому, связан с наличием в крупных зернах тонких оболочек новой генерации циркона.

Аналогичная по структурному положению лейкосома (обнажение Б-2000-30/1) содержит монацит, который имеет конкордантный возраст 1877 ± 5 млн лет. Циркон фракции <60 мкм из этой же пробы с $\text{Th/U} = 0.1$ имеет возраст $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = 1867 \pm 2$ млн лет. Этот циркон также имеет тонкую обложку обрастания, что, вероятно, омолаживает его возраст.

Указанные генерации мигматитов секутся гранатсодержащими гранитами, для которых определен конкордантный возраст по монациту как 1867 ± 2 млн лет [Балтыбаев и др., 2006].

Поздняя стадия метаморфизма должна, очевидно, предшествовать этапу внедрения недеформированных и не затронутых метаморфическими изменениями гранитных жил и пегматитов. Для таких жил и пегматитов определены возрасты в интервале 1860–1850 млн лет [Балтыбаев и др., 2009в, 2014]. На этой стадии в Южном домене кристаллизуется также Тервуский гранитный массив, его U-Pb возраст по циркону определен как 1861 ± 3 млн лет. Кинематические особенности данного массива и сопровождающих его дайковых и жильных серий указывают на постепенную потерю пластичности от более ранних к поздним фазам, что фиксируется в смене структур внутри массива и его окружении от слабо пликвативных форм до отчетливо дизъюнктивных.

Таким образом, время кульминации (гранулитовая фация) метаморфизма ограничено снизу датировкой 1.89–1.88 млн лет, т.е. возрастом супракрустальных отложений, а сверху моментом образования диоритовых, плагиогранитных массивов (1.88–1.87 млрд лет) или локально проявленных лейкосом (возраст около 1.87 млрд), секущих породы с гранулитовыми парагенезисами. Сопряженный с гранулитовым метаморфизмом эндербитовый магматизм датируется возрастом 1881 ± 6 млн лет. С промежуточной стадией метаморфизма связано внедрение и кристаллизация диорит-тоналитовых массивов (Лауватсарского, Приозерского и т.п.) и первых калиевых порфировидных гранитов, для которых определены возрасты 1879 ± 3 , 1876 ± 6 , 1874 ± 4 млн лет. Завершается промежуточная стадия внедрением калиевых гранатсодержащих гранитов (Кильполская интрузия) возраста 1867 ± 2 млн лет. Заключительная, поздняя стадия свекофеннского метаморфизма в Приладожье сопровождается внедрением позднекинематических гранитов (Тервуская интрузия), которые вместе с жильными фациями формировались в интервале от 1861 ± 3 до 1850 ± 4 млн лет. Эта поздняя стадия, характеризующаяся снижением температуры от уровня амфиболитовой фации до фации двуслюдяных гнейсов и ниже.

Как следует из приведенных данных, формирование генераций мигматитовых лейкосом, включая образование наиболее поздних гранитных жил, сопровождает все стадии метаморфизма. Если принять во внимание тот факт, что самые ранние лейкосомы возникли на пике метаморфизма, который датируется возрастом ~1880 млн лет, то общая продолжительность формирования лейкократовых жил (мигматитовых и постмигматитовых) в зоне ультраметаморфизма Южного домена составляет не более 20 млн лет. Эта оценка находится в хорошем согласии с оценкой продолжительности главной стадии плутоно-метаморфизма в этой части свекофеннид. Эти результаты сопоставимы с результатами U-Pb, Sm-Nd изучения минералов в последовательности лейкосом плагиомигматитов на территории свекофеннид Финляндии.

1.5. СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ И МОДЕЛИ ЭВОЛЮЦИИ

1.5.1. Строение и структурно-метаморфическая эволюция Северного домена Приладожья в системе «чехол – фундамент»

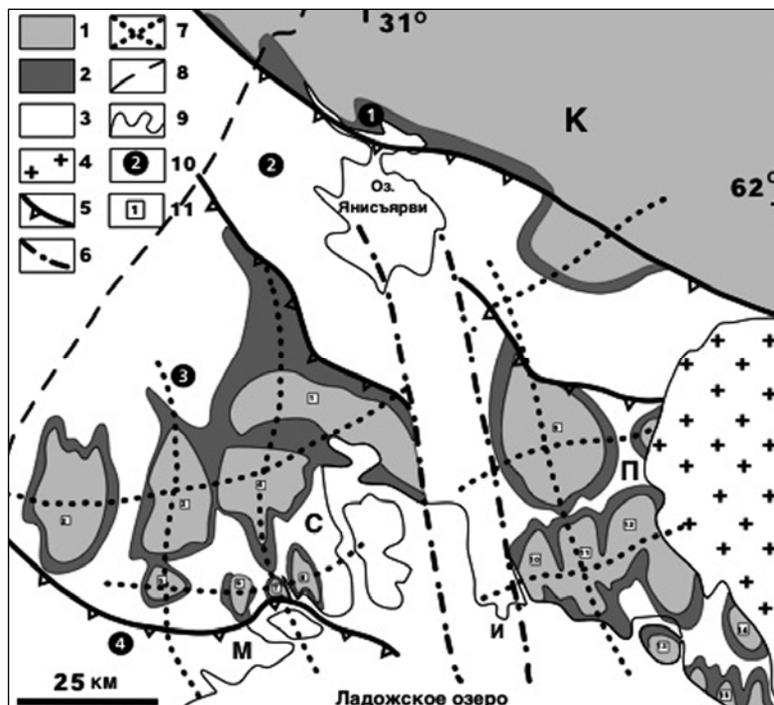
Северный домен Приладожья (рис. 1.139), являясь составной частью свекокарельской Раахе-Ладожской подвижной зоны, включает основные элементы ее общей тектоно-метаморфической эволюции и в то же время обладает определенными индивидуальными особенностями строения [Салоп, 1979; Ранний докембрий..., 2005], связанными с принадлежностью к перикратонной окраине архейского Карельского массива Фенноскандии и развитием, в противоположность Южному домену, на коре континентального типа. Сложенный преимущественно комплексом карелид, он пространственно-тектонически ограничен с севера зоной контакта с образованиями архейского основания, а с юга и юго-запада – разломной зоной Мейери, относящейся к сутуре Ладога-Раахе и считающейся границей карелид с ювенильной свекофеннской корой [Kogsmann et al., 1988; Балтыбаев и др., 1996, 2000; Шульдинер и др., 1996, 1997]. В его пределах выделяют кластогенно-вулканогенные образования ятулия,

с несогласием залегающие непосредственно на архейских гранито-гнейсах (сортавальская серия), и перекрывающие их метатурбидитовые отложения калевия, составляющие собственно ладожскую серию [Шульдинер и др., 1996]. Зонально проявленный региональный метаморфизм, нарастающий с севера на юг, в рассматриваемом домене выражен последовательностью зон от самых низов зеленосланцевой до амфиболитовой фации, включая процессы ультраметаморфизма в полосе, примыкающей и охватывающей зону Мейери [Великославинский, 1971; Нагайцев, 1974].

Рис. 1.139. Схема строения Северного домена Приладожья:

1 – гранито-гнейсы архея; 2 – вулканогенно-осадочный комплекс людиковия (сортавальская серия); 3 – метатурбидиты калевия (ладожская серия); 4 – Салминский массив гранитов рапакиви; 5 – границы субдоменов разрывно-надвигового характера; 6 – крупные разломы; 7 – тренды осей региональных систем складок; 8 – государственная граница РФ; 9 – береговая линия озер; 10 – номера субдоменов; 11 – нумерация выступов фундамента.

К – Карельский массив, С – Сортавальская, П – Питкярантская группы выступов фундамента. М – разломная зона Мейери, И – мыс Импиниеми. Выступы фундамента: 1 – Кирьявалахтинский, 2 – Латвасюрья, 3 – Йокирантский, 4 – Сортавальский, 5 – Реломяки, 6 – Инивара, 7 – Хавус, 8 – Риекка, 9 – Коккасельский, 10 – Импилахтинский, 11 – Мурсульский, 12 – Койринойский, 13 – Пуусунсаари, 14 – Люпикко, 15 – Ристиниеми



Особенности строения и структурно-тектонической эволюции Северного домена связаны, как представляется, с несколькими значимыми факторами, проявленными одновременно и/или последовательно во времени и пространстве.

Прежде всего следует отметить отчетливо полифазный характер проявления свекофеннского тектогенеза на протяжении почти 100 млн лет в неоднократно менявшихся тектоно-кинематических обстановках в условиях длительно развивавшейся знакопеременной транспрессии [Морозов, 1999, 2002], связанной, по всей видимости, с процессами косої субдукции ювенильной океанической коры под Карельский кратон [Gaal, 1982; Park, Bowes, 1983; Bowes et al., 1984; Park, 1985]. Это привело к формированию последовательно наложенных структурных парагенезов, как минимум, трех генераций, проявленных на большей площади домена практически на всех масштабных уровнях, от шлифов и обнажений до картируемых структур.

Принципиально важным для структурообразующих процессов в этой части Приладожья представляется то обстоятельство, что они проходили в системе «чехол – фундамент» и в условиях реоморфизма и ремобилизации отдельных зон или объемов ранее консолидированного гранито-гнейсового основания. Следствием этого и одновременно наиболее яркой особенностью тектонического строения рассматриваемого домена являются «окаймленные гранито-гнейсовые купола» П. Эскола [Eskola, 1949] – изолированные выступы кристаллического фундамента среди вулканогенно-осадочных и терригенно-флишеидных образований карелид (см. рис. 1.139). Именно они стали зримым выражением теперь уже классической идеи Эскола о значимой роли гранитоидного диапиризма в тектоно-метаморфической эволюции докембрийской коры. В тесной связи с участием пород фундамента в структуре вышележащего чехла находятся и не менее интересные представления геологов [Rodgers, 1949; Branellec et al., 2016; Japas et al., 2016; Lacombe, Bellahsen, 2016; Pfifner, 2017] о проявлении режима так называемой «толстокожей» тектоники (thick-skinned tectonics) в структурном развитии такой двухъярусной системы, противопоставляемой «тонкокожей» тектонике (thin-skinned) со структурами, локализованными только в чехольном комплексе и, как правило, связанными с дачментом по границе чехла и фундамента. В некотором смысле модели скин-тектоники могут быть применимы и к рассматриваемой площади.

Не менее существенно и то, что вместе с зональным проявлением метаморфизма на площади домена, в определенной мере коррелируемым с разноглубинными уровнями коры, здесь также можно наблюдать смену реологического состояния и поведения пород (хрупкого, хрупко-пластичного и вязко-пластичного), влияющую на изменчивость типоморфных черт отдельных структурных элементов и общего структурного стиля, что позволяет выделять последовательность субдоменов с тектонически выраженными внутриформационными границами раздела между ними (см. рис. 1.139).

Субдомен 1. На северной окраине домена, в зоне непосредственного контакта ятулийских образований с архейскими гранито-гнейсами и в полосе северного побережья озера Малое Янисъярви (см. рис. 1.139), где породы преимущественно изменены в условиях биотит-хлоритовой субфации, преобладают хрупкие и хрупко-пластичные деформации. Сама граница контакта, выраженная хрупкими тектонитами (микробрешии, катаклазиты, грубо развальцованные разности) по метаосадочным породам ятулия и хлоритовыми диафторитами по гранито-гнейсам, смята в крупные картируемые асимметричные складки S-рисунка, свидетельствующие о левосдвиговой кинематике движений при их образовании (рис. 1.140, А). На сохранение этой же кинематической обстановки в несколько более поздний период формирования толщ вулканитов указывает и кулисно-эшелонированное расположение относительно зоны контакта даек метабазитов, секущих базальные толщи ятулия (рис. 1.140, Б).

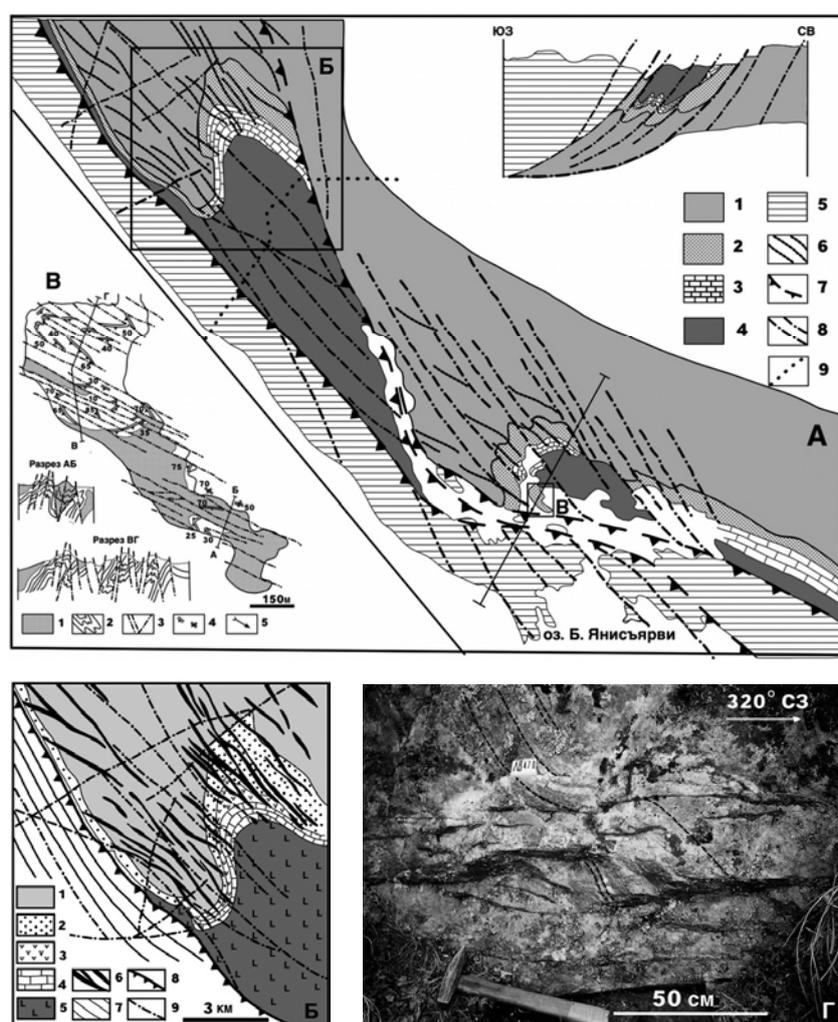


Рис. 1.140. Элементы структуры субдомена 1 в приконтактной зоне чехольного комплекса ятулия с архейским основанием (район оз. Малое Янисъярви):

А – обобщенная схема строения участка: 1 – гранито-гнейсы архея; 2–4 – отложения людиковия (сортавальская серия): 2 – кварциты, 3 – доломиты, 4 – вулканиты; 5 – метатерригенные породы ладожской серии; 6 – дайки метабазитов; 7 – тектонические границы; 8 – прочие разрывы; 9 – государственная граница РФ. Прямоугольниками обозначено местоположение деталей участков Б и В. Б – детальная карта р-на оз. Саапери (к СЗ от пос. Вяртсиля), по [Pekkarinen, 1979] с упрощением: 1 – гранито-гнейсы, 2 – кварциты, 3 – доломиты, 4 – доломиты, 5 – вулканиты, нерасчлененные, 6 – дайки метабазитов, 7 – метатерригенные породы калевия, 8 – тектонические контакты, 9 – разрывы. В – детальная карта мыса Питкяниemi на северном побережье: 1 – кварциты и песчаники, 2 – алевролиты и алевропелиты, 3 – разрывные нарушения, 4 – элементы залегания слоистости, нормальные и опрокинутые, 5 – шарниры складок. Г – фото архейских гранито-гнейсов края Карельского массива с зонами наложенной хлоритизации

В метатерригенной части разреза хорошо распознаваемая слоистость чередования кварцитов, кварцито-песчаников, алевролитов и алевропелитов, соседствующих в разрезе с горизонтами доломитов и вулканитов, также деформирована мезомасштабными опрокинутыми складками (рис. 1.140, В), вдоль осевых поверхностей которых располагаются многочисленные разрывные нарушения северо-западного простирания с преимущественно левосдвиговой и надвиговой компонентами [Морозов и др., 2000]. Плоскости сместителей таких разрывов, часто прослеживаемых и в пределы архейского фундамента, как правило, отмечены зонками локализованного рассланцевания пород, особенно ярко

выраженными в виде ветвистой системы хлоритовых диафоритов в гранито-гнейсах (рис. 1.140, Г). В этом же направлении ориентирована и осеплоскостная текстура сланцеватого кливажа в осадочной части разреза, которая местами, особенно в металевролитовых разностях, заметно «затушевывает» первичную слоистость. Шарниры этих складок на площади субдомена испытывают значительные ундуляции, погружаясь как к северо-западу, так и к юго-востоку, что может свидетельствовать о влиянии наложенных более поздних деформаций субпоперечного плана – северо-восточного.

Подтверждением этого служат проявления дискретных зон локализованного рассланцевания и кренуляционного кливажа именно такой ориентировки, а также отдельные разрывы северо-восточного простирания с правосдвиговой компонентой. Эти факты в совокупности свидетельствуют о смене кинематики тектонических движений в приконтактовой с Карельским массивом зоне с левосдвиговой транспрессии на ранней стадии на правосдвиговую на более позднем этапе ее эволюции.

Южным ограничением этой зоны (субдомена 1) служит явная тектоническая граница, проходящая в основном по контакту ятулийского комплекса с метатурбидитами калевия и частично наложенная на внутриформационные конгломераты мыса Партанен на южном берегу озера Малое Янисъярви. Там она отмечена их интенсивным дискретным рассланцеванием вплоть до однородных слюдистых сланцев-тектонитов, практически без сохранения галек, с уровнем метаморфического изменения субстрата, резко превышающим фон биотит-хлоритовой субфации. Здесь локально появляется биотит-мусковит-гранатовая ассоциация, никак не вписывающаяся в региональную картину зонального метаморфизма [Великославинский, 1971; Нагайцев, 1974] и, вероятно, соответствующая условиям повышенных динамометаморфических преобразований.

Субдомен 2. Южнее этой границы, уже в пределах развития калевийских терригенно-флишоидных образований ладожской серии, характер структуры и деформационного стиля заметно меняется в сторону преобладания хрупко-пластичных и пластичных дислокаций и постепенного нарастания роли наложенных на слоистость деформационно-метаморфических текстур. Здесь, в области распространения толщ дробного, первично слоистого чередования метапелитов и метапсаммитов, где уровень метаморфических изменений нарастает с севера на юг от изоград граната и ставролита до силлиманит-мусковитовых ассоциаций, ввиду отсутствия значимых для площадного картирования маркеров о структуре можно судить только по малым деформационным формам. Методами структурно-парагенетического и кинематического анализа устанавливается, что самые ранние деформации первого этапа привели к формированию системы асимметричных тесно-сжатых или изоклиналильных складок (F1), наложенных на слоистость (S0) и генетически связанных с разрывами надвиго-левосдвиговой кинематики (обстановка левосторонней транспрессии) первоначально северо-западного простирания. Свидетельством этому служит устойчивое преобладание на площади субдомена 2 асимметричных складок S-конфигурации, осеплоскостная текстура которых (сланцеватость, метаморфическая полосчатость S1) преимущественно развернута на крыльях относительно слоистости, соответственно, по часовой стрелке (рис. 1.141, А), с падением более крутым, чем слоистость. В последующем и слоистость и текстура S1 повсеместно деформировались прямыми, часто тесно сжатыми, складками северо-северо-западного простирания (F2), осевым поверхностям которых обычно соответствует проникающая сланцеватость S2 (рис. 1.141, Б), формирующаяся за счет перестройки предшествующей текстуры. Наложение складок второй генерации также привело к значительному изменению азимутов и углов погружения шарниров и линейности предшествующего этапа. Также уместно отметить, что именно с этими последовательными деформациями связаны существенное нарушение, «затушевывание» и даже местами полная переработка и замена первичной слоистости новообразованной метаморфической полосчатостью (рис. 1.141, В), особенно интенсивно проявленные в южных областях субдомена 2. Еще одна система распознаваемых дислокаций проявлена в этом субдомине вдоль северо-восточного, местами восток-северо-восточного или субширотного направления. Обычно это открытые прямые складки (F3), в структурный парагенез с которыми входят кренуляционный кливаж S3 (рис. 1.141, Г), развитый преимущественно в метапелитовых, ранее рассланцованных разностях пород, зоны правосторонних локализованных сдвигов СВ простирания и оперяющие их кулисно-эшелонированные кварцевые и гранитные (в самой южной части субдомена) жильные тела. Практически такая же последовательность деформационных событий с близкими структурными планами, кинематическими характеристиками и синдеформационными метаморфическими условиями выявлена и на сопряженных с Приладожьем площадях восточной Финляндии [Campbell et al., 1979; Bowes et al., 1984], с тем лишь различием, что в самостоятельные эпизоды отделены покровно-надвиговые структуры и конформные им изоклиналильные складки, нами включаемые в единый парагенез, а также раздельно индексированы складки северо-восточного и субширотного простирания.

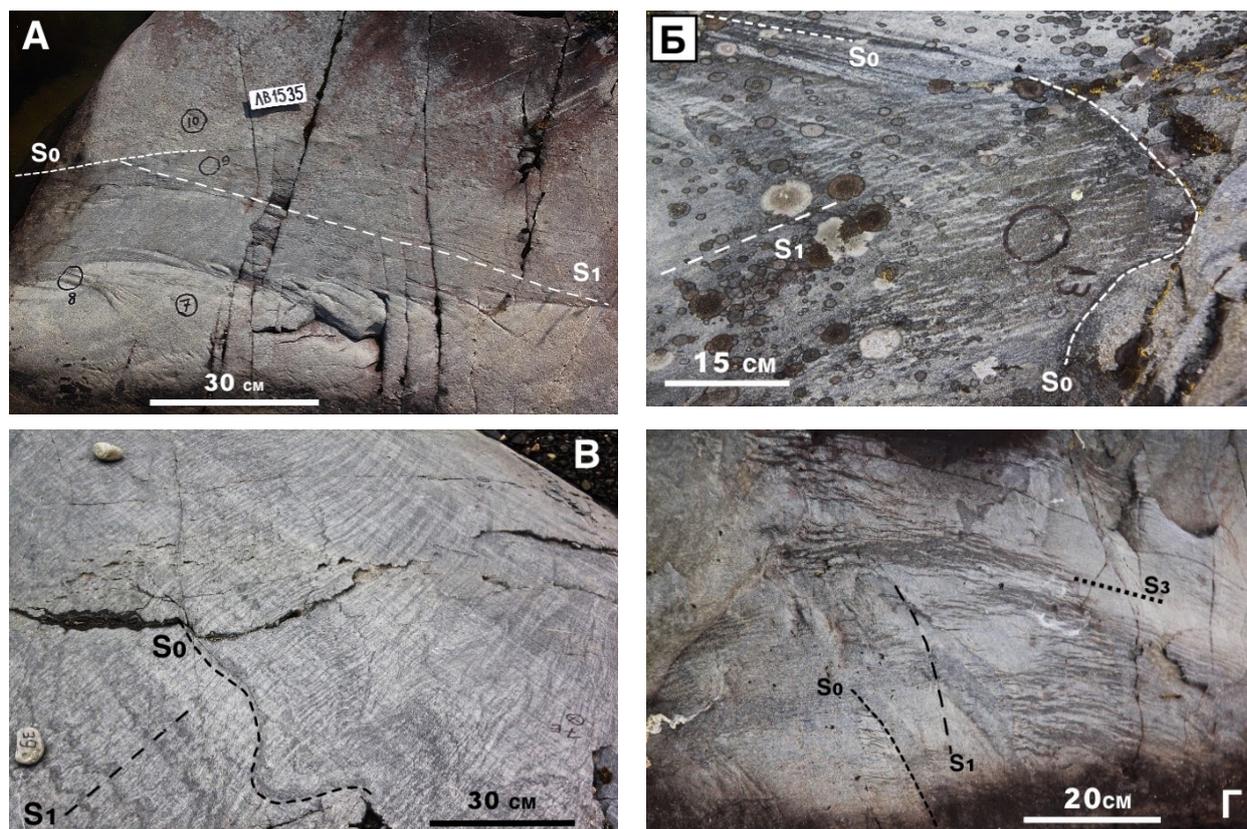


Рис. 1.141. Слоистость и наложенные на нее деформационно-метаморфические текстуры в ладожских метатерригенных породах (п-ов Хунукка):

А – расположение полосчатости S1 под острым углом к слоистости с разворотом по часовой стрелке; Б – сланцеватость S2, ориентированная вдоль осевой плоскости складки F2; В – существенная переработка слоистости S0 метаморфической полосчатостью S1; Г – кренуляционный кливаж S3 северо-восточного простирания

Субдомен 3. Этот следующий к югу субдомен, охватывая зоны силлиманит-мусковитовой и силлиманит-ортоклазовой субфаций, характеризуется началом и затем весьма широким развитием процессов ультраметаморфизма в виде многофазных обособлений мигматитового материала, жильных пегматитовых образований натровой и калиевой специализации, а также обильных интрузивных тел комплекса ТТГ. Но выделен он в первую очередь на основании скоплений в его пределах многочисленных разномасштабных изолированных выступов фундамента (см. рис. 1.139), известных как «окаймленные гранито-гнейсовые купола» или «купола облекания» П. Эскола. Впервые выявленные им замкнутые и субизометричные в плане формы представлялись в его модели [Eskola, 1949] в качестве куполовидных структур, возникших в результате двух актов или «орогенических революций». В этой модели синкинематические граниты более раннего, по его мнению, свекофеннского орогенеза после денудации и отложения на них осадочно-вулканогенного ладожского комплекса при последующей карельской складчатости и тектогенезе подверглись метасоматической переработке и ремобилизации (реоморфизму). «Создается впечатление, что плутоническая интрузия как бы снова оживает, когда начинается новый орогенез» [Eskola, 1949, p. 468]. При этом первично изотропная структура докарельской интрузии в ходе карельского тектогенеза стала однообразно упорядоченной и приобрела черты конформности с комплексом обрамления. Следует особо подчеркнуть то обстоятельство, что, вводя понятие о «куполах облекания» в Приладожье, П. Эскола имел в виду подъем не всех пород древнего основания, а только повторно оживленных, гранитоидных плутонов в нем, которые при этом сохраняют связность с комплексом чехла. Эта блестящая идея, до сих пор не потерявшая своей актуальности и плодотворности, тем не менее неоднократно пересматривалась последующими исследователями. В частности, К. О. Кратц [1963] и А. А. Предовский [1966] считали, что «купольные» гранито-гнейсы слагают древнейшее основание, стратиграфически перекрытое отложениями чехла (сортавальская и ладожская серии) и вскрытое эрозией в ядрах антиклинальных структур «ладожского» возраста. Н. Г. Судовиков [1954], К. А. Шуркин [1958], Х. Вяюрюнен [1959] пришли к заключению

о тектоническом внедрении гранито-гнейсов в виде жестких глыб или блоков в залегающие выше более пластичные толщи карельских образований. Основанием для этого послужило наличие зон милонитизации (разрывов) на границах глыб и их обрамления. Представление о куполах Приладожья как о грибообразных диапирах основания в перекрывающий чехол, состоящих из крутой ствольной и пологой верхней составных частей, опубликовали Л. В. Григорьева и Н. Ф. Шинкарев [1981]. Ими предполагалось, что гранито-гнейсовый субстрат основания (в их понимании инфраструктура), приведенный в результате реоморфизма в полурасплавленное или пластичное состояние, в силу своей большой подвижности выжимается вверх и, наталкиваясь на относительно жесткий комплекс (супраструктура), распространяется в латеральном направлении (испытывает, по выражению авторов, «субгоризонтальное истечение»), образуя лежащие складки, грибообразные формы и создавая эруптивные контакты с амфиболитами сортавальской серии. Последние при этом «подвергались перекристаллизации, слабой мигматизации, порфириобластезу».

Для сопредельной территории Финляндии идею диапирового происхождения куполов настойчиво и последовательно отстаивал Ж.-П. Брюн [Brun, 1980; Brun et al., 1982], проводя аналогию между обобщенными структурно-геологическими схемами региона и экспериментальными и расчетными моделями процесса диапиризма, проходившего самостоятельно в условиях инверсии плотностей или же совместно с региональной сдвиговой деформацией. Указывая на упрощенный характер представлений Ж.-П. Брюна о геологической эволюции региона и на несоответствие его моделей многочисленным реальным фактам, А. Парк [Park, 1985] подверг критике идею диапиризма в приложении к куполам Восточной Финляндии и вместе с коллегами [Park, Bowes, 1983; Bowes et al., 1984] предложил свою модель формирования куполовидных изолированных выходов архейского основания среди перекрывающего комплекса чехла за счет интерференции региональных систем складок, входящих в единую полифазную последовательность свекокарельских событий.

Проведенные нами многолетние исследования в Северном Приладожье, включавшие, помимо прочего, детальное картирование целого ряда куполовидных форм и структурно-парагенетический анализ деформационных элементов как в их пределах, так и в чехольном обрамлении (ладожский комплекс), позволили составить свое представление о природе рассматриваемых структур [Морозов, Гафт, 1985] и строения субдомена 3 в целом, в контексте деформационно-тектонической эволюции всего приладожского региона [Морозов, 1999, 2002]. Оно, основанное исключительно на собственных оригинальных материалах и обобщениях, с одной стороны, представляет собой как бы компромиссную или собирательную модель, включающую некоторые элементы приведенных точек зрения разных авторов, но преимущественно новые структурно-геологические и картировочные данные, а с другой – отражает идею полигенности таких структур и полифакторности процессов тектогенеза в целом.

Новшества касаются, прежде всего, изменения и уточнения конфигурации самих выступов основания (границы чехла и фундамента), а также расшифровки внутренней структуры гранито-гнейсов, сформированной в результате процессов реоморфизма и наложенных деформаций свекофеннской эпохи тектогенеза, проведенной в сопоставлении с особенностями структурной организации окружающих толщ осадочного чехла.

Обращаясь к общей структуре субдомена 3 (см. рис. 1.139), следует обратить внимание на «неслучайный», достаточно «системный» характер расположения и группирования выступов фундамента. Образуя в совокупности две группы – Сортавальскую и Питкярантскую, разделенные линейной полосой чехольного комплекса Импииниеми-Янисъярви (грабен?), они закономерно выстраиваются в цепочки по двум направлениям – север-северо-западному и восток-северо-восточному – тем же направлениям, которые соответствуют ориентировкам выявляемых систем региональной складчатости в чехле F2 и F3 и сопутствующей линейности в комплексе чехла (рис. 1.142).

Детальное картирование ряда куполов из обеих групп (Имплахтинского, Мурсульского, Сортавальского, Кирьявалахтинского, Хавуса, Риекки, Инивара) показало, что их площадные очертания далеки от овоидных субизометричных форм, представленных в схемах П. Эскола [Eskola, 1949]. Многие из них имеют сложную конфигурацию границы чехла – фундамента, близкую в плане к «грибообразной» (рис. 1.143). Такие формы, как известно [Ramsey, 1967], формируются при интерференции прямых складок на субпоперечные к ним покровно-складчатые ансамбли с пологим положением осевых поверхностей и разрывов (рис. 1.144, А–Б). В нашем случае это изоклиналильные складки F1

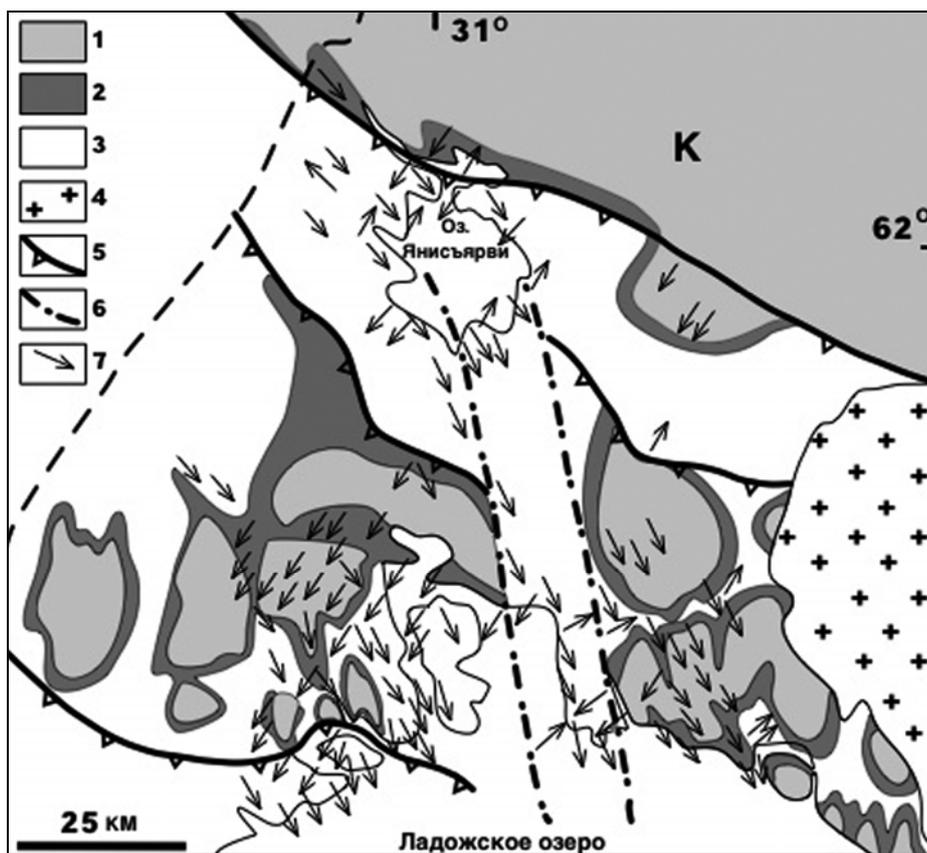


Рис. 1.142. Доминирующие направления минеральной линейности в ладожском комплексе и в пределах выступов архейского фундамента:

1 – архейские гранито-гнейсы, 2 – метавулканы сортавальской серии, 3 – метатерригенные толщи ладожской серии, 4 – Салминский массив рапакиви, 5 – границы субдоменов тектонической природы, 6 – разломы, 7 – минеральная линейность

и разрывные нарушения первого этапа с наложенными на них прямыми складками север-северо-западного (F2) и северо-восточного простирания (F3). Более того, особенности конфигурации интерференционных форм зависят также и от глубины эрозионного среза: если наиболее верхнему срезу соответствуют близкие к изометричным, переходящие ниже в трапециевидные и треугольные, то глубже их сменяют сначала «серповидные», а затем изолированные (одиночные) «грибовидные» формы. Последние далее сливаются друг с другом, образуя «многоярусные грибы» (рис. 1.144, В).

Сопоставляя эти изменения морфологии по глубине с очертаниями выступов Сортавальской и Питкярантской групп, можно показать, что нарастание глубины эрозионного среза в Приладожье с севера на юг находит отражение в соответствующих модификациях очертаний выступов: близкая к изометричной форма Коккасальского поднятия сменяется «грибообразной» структурой Импилахтинского, Мурсульского и Койринойского выступов. Аналогичная картина изменений видна и в Сортавальской группе – от «трапеции» Кирьявалахтинского к «грибовидным» очертаниям Сортавальского «купола» и «куполов» Хавус и Риекка.

Переходя к рассмотрению внутренней свекофеннской структуры куполовидных выступов, следует отметить, что маркирующими элементами деформационных событий этой тектонической эпохи в архейском гранито-гнейсовом субстрате выступают дайки метабазитов (комагматов вулканитов сортавальской серии) и все наложенные на них структурно-вещественные элементы (складки, зоны расланцевания, жильные тела и т.д.).

Площадное детальное картирование и прослеживание по простиранию отдельных дайковых тел показало, что они, находясь в резко дискордантных (секущих) соотношениях с полосчатостью архейских гранито-гнейсов, одновременно далеки (в противовес представлениям П. Эскола) от конформности с границей чехла – фундамента. Более того, они в плане обрисовывают весьма характерную интерференционную картину «грибообразных» форм (рис. 1.145), включая двухъярусные (в Мурсульском

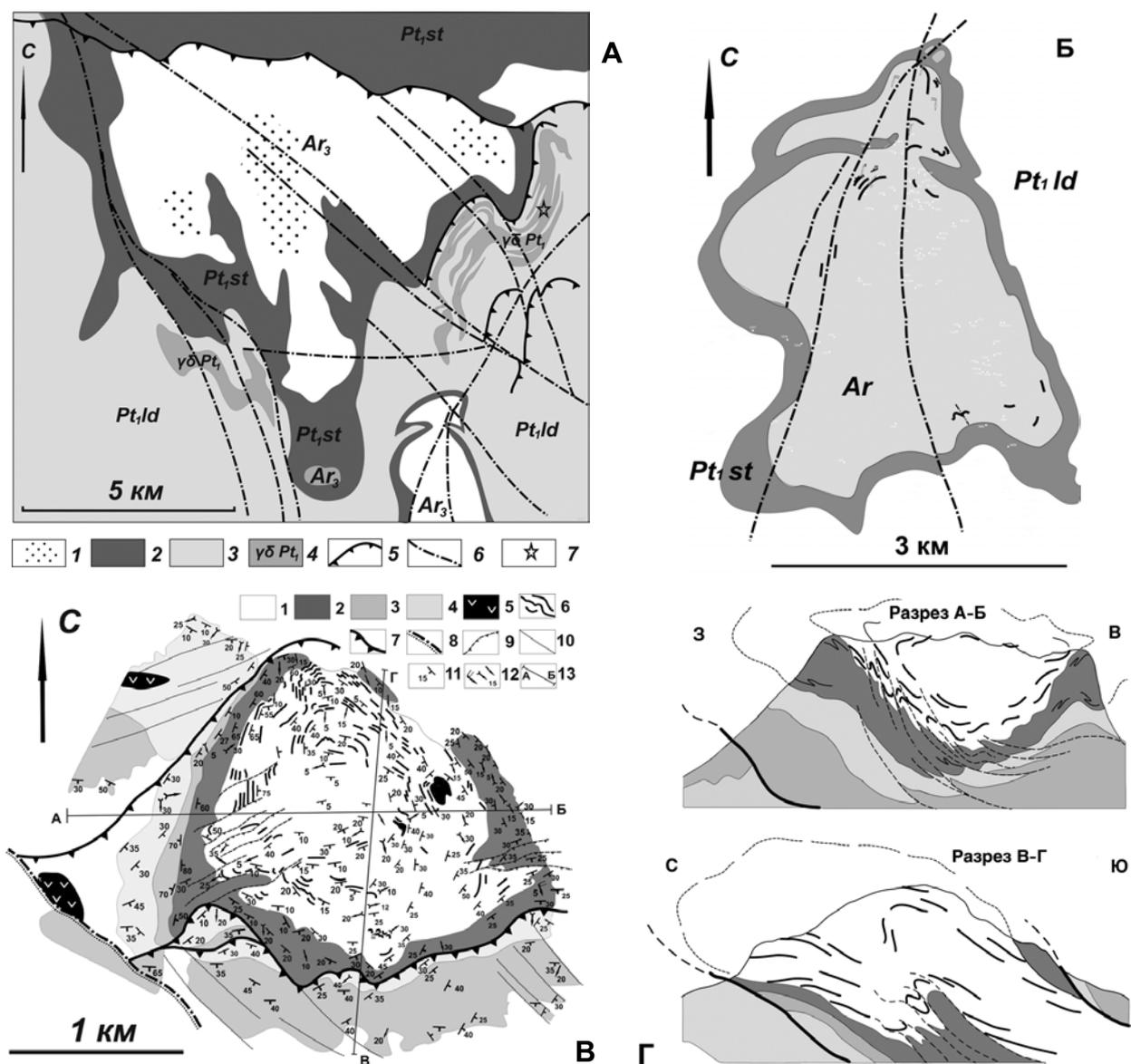


Рис. 1.143. Грибообразные в плане формы куполовидных выступов фундамента:

А – Соркавальский: 1 – гранито-гнейсы архея с участками родинговых структур, 2 – метавулканы соркавальской серии, 3 – метатерригенные сланцы и гнейсы ладожской серии, 4 – тела гранодиоритов, 5 – разрывы шарьяжно-надвигового типа (первого этапа деформаций), 6 – субвертикальные разрывы (второго этапа), 7 – места опробования на геохронологическое датирование. Б – Риекка, В – Хавус: 1 – гранито-гнейсы архея, 2 – метавулканы соркавальской серии, 3–4 – ладожская серия: 3 – гранат-биотитовые гнейсы, 4 – кварц-плагиоклаз-биотитовые гнейсы, 5 – габбро-амфиболиты, 6 – дайки метабазитов, 7 – разрывы шарьяжно-надвигового типа (фрагмент Мейерского надвига), 8 – крупные разрывы второго этапа, 9 – малоамплитудные надвиги внутри «купола», 10 – прочие разрывы, 11 – элементы залегания расслоенности, 12 – шарниры лежащих и прямых складок, линейность, 13 – линии профилей. Г – структурные профили через «купол» Хавус

«куполе»), в которых сочетаются складчатые замковые развороты как минимум двух генераций складок F1 и F2. С замками складок первой генерации сопряжены (ориентированы вдоль их осевых поверхностей) интенсивная сланцеватость в дайковом субстрате, ранние разрывные дислокации, нарушающие цельность дайковых тел, и система протяженных жильных пластин плагиогранитного состава (рис. 1.145, Г). Порой видно, что сланцеватая текстура даек и тела плагиогранитов, секущих дайки, находятся в отчетливых структурно-парагенетических соотношениях (рис. 1.145, Д, врезка).

В отдельных участках наполнение гранито-гнейсового субстрата плагиогранитным материалом очень значительно, и более того, оно происходит в виде трехмерной системы ветвящихся прожилков (рис. 1.145, Д), свидетельствуя о проявлении объемного растрескивания и декомпрессионного выплавления гранитной эвтектики при реоморфизме основания. В последующем, как показывает картирование отдельных складчатых форм, плагиогранитные жилы раннего кинематического этапа

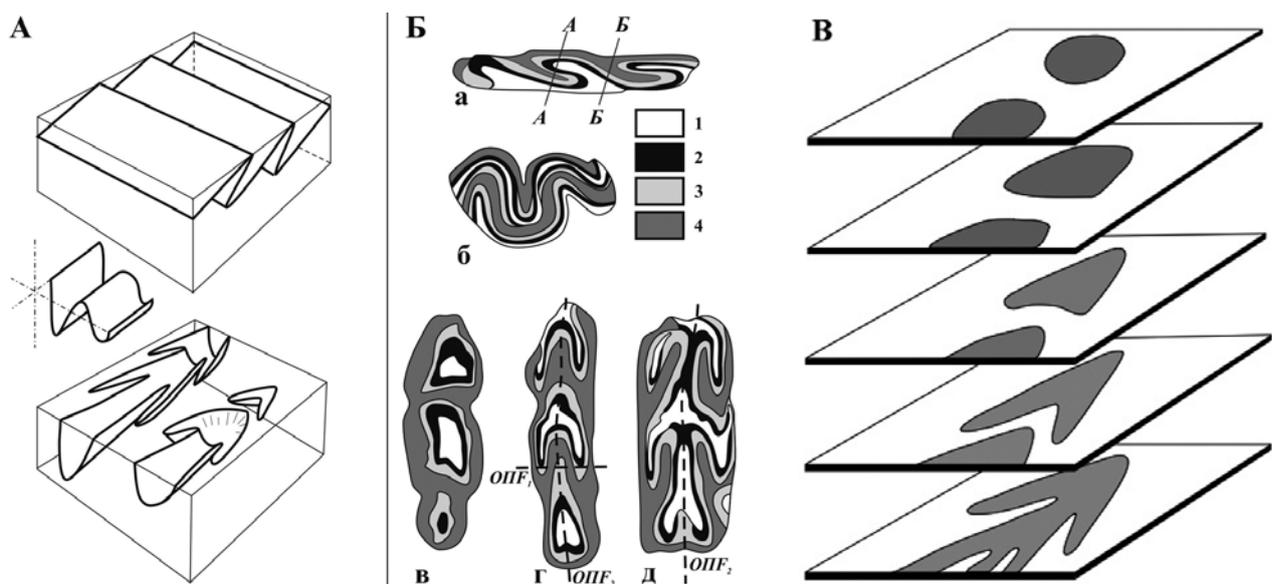


Рис. 1.144. Интерференция лежачих (F_1) и прямых (F_2) складок последовательных генераций [Морозов, Гафт, 1985]:

А – блок-диаграмма; Б – силиконовая слоистая модель: а – сечение, перпендикулярное шарнирам F_1 и параллельное осевым поверхностям F_2 (АА – сечение с неоднократным повторением исходной последовательности слоев (1–4 – от «древних» к «молодым»), ББ – сечение, в котором разрез не повторяется); б – сечение, перпендикулярное осевым поверхностям складок F_2 ; в–д – последовательные горизонтальные срезы модели сверху вниз; В – схематичная морфология структур на разноглубинных срезах

испытывают складчатый разворот в замках наложенных мезоскладок север-северо-западного простирания F_2 , подвергаясь при этом процессам расланцевания и микроклинизации, и пересекаются новой системой микроклин-плагноклазовых пегматитов, ориентированной вдоль осевых поверхностей этих прямых складок (рис. 1.145, В).

Говоря о складчатых деформациях дайковых тел внутри выступов фундамента, с учетом их дискордантности относительно границы чехла и фундамента, можно сделать попытку реконструкции их первоначального положения при внедрении в консолидированное основание. Можно полагать, что первичный угол между исходно субгоризонтальным контактом чехла – фундамента и преобладающим большинством даек не должен был значительно превышать $\sim 45^\circ$, иначе последние не сминались бы в те самые складки с пологими и субвертикальными осевыми поверхностями, а только испытывали бы разворот и будинирование (рис. 1.146). В этом случае такое их полого наклонное положение могло соответствовать трещинам отрыва в объеме фундамента при первых вступлениях тектонических движений надвиго-покровного типа раннекинематической стадии.

Обращаясь к особенностям проявления деформаций в приграничной зоне чехла и фундамента, следует отметить его интенсивную и неоднократную тектонизацию, проявленную в «заклинивании» фрагментов гранито-гнейсового фундамента среди метавулканитов обрамляющей выступы сортавальской серии (рис. 1.147, А–Б), в интенсивной милонитизации пород и в широком развитии дискретных зон локализованных деформаций по обе стороны контакта (рис. 1.147, В). Последние, судя по ряду признаков (участвуют в складках второй генерации и др.), в основном были связаны с формированием разрывно-складчатых структур раннекинематической фазы тектогенеза. При этом, правда, следует отметить, что радикального нарушения сплошности сортавальской толщи облекания вокруг куполовидных выступов не происходит. Вместе с тем безусловный тектонический характер контакта между сортавальской и ладожской толщами вдоль северной границы Импилахтинского и Мурсульского выступов, где он срезает петро-литологические горизонты в ладожском обрамлении (см. рис. 1.148), позволяет предполагать локализацию основных смещений на границе именно этих, заведомо разных по реологии толщ. Как следствие, сопряженные с этой границей объемы «межкупольного» пространства, по сути, представляют собой «пакеты» тектонических пластин, наклонно погружающиеся под архейские гранито-гнейсы (см. рис. 1.146, разрез) на значительное расстояние от контакта, судя по данным бурения и геофизики [Духовский, Артамонова, 1994]. Помимо уже упомянутых милонитов,

в приконтактной зоне довольно часто локализуются и катаклазиты, а также псевдотахиллиты, которые есть основания связывать [Морозов и др., 2018б] уже с более поздними и менее глубинными событиями, вероятно, орогенной стадии. Как бы то ни было, наличие в зоне контакта всех названных разновидностей тектонитов вполне подтверждает небезосновательность наблюдений тех исследователей (см. выше), которые делали акцент на процессах тектонического глыбово-блокового внедрения фундамента в чехольные образования.

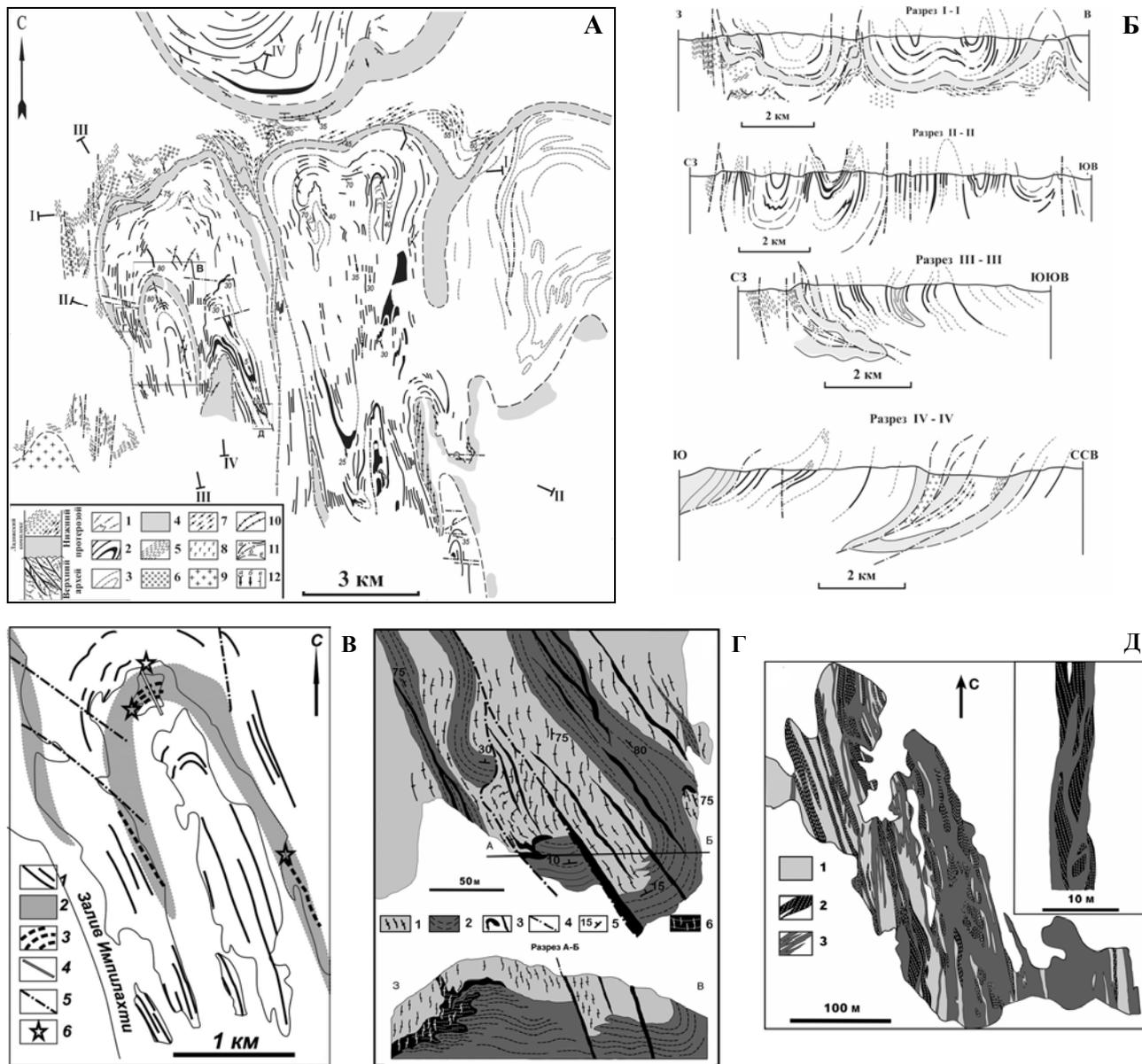


Рис. 1.145. А – Структурно-геологическая карта Питкярнтской группы куполовидных выступов фундамента, с запада на восток: Импилахтинского, Мурсульского, Коринойского;

1 – гранито-гнейсы архея; 2 – дайки метабазитов; 3 – предполагаемая пролонгация даек; 4 – сортавальская серия; 5–7 – слюдяные сланцы ладожской серии: 5 – кварц-полевошпатовые, 6 – с порфиробластическим мусковитом, 7 – с порфиробластическим гранатом; 8 – интрузии основного состава; 9 – гранитоиды Импииниевского массива; 10 – пегматиты; 11 – геологические границы: а – разрывы установленные, б – разрывы предполагаемые, в – границы неопределенного генезиса; 12 – элементы залегания шарниров, линейности, плоскостных тектур. В – разрезы через куполовидные структуры. В – схема Хауккасарской синформы в Импилахтинском выступе: 1 – дайки метабазитов в гранито-гнейсах, 2 – метавулканы сортавальской серии, 3 – жильные тела плагиогранитного состава, 4 – тела микроклиновых пегматитов, 5 – разрывы, 6 – места отбора геохронологических проб. Г – детальная карта мыса Кулхониemi в Импилахтинском выступе: 1 – гранито-гнейсы архея, 2 – дайки метабазитов, 3 – жилы плагиомикроклиновых пегматитов, 4 – разрывы, 5 – элементы залегания расслоенности, 6 – реоморфические гранитоиды с теневой гнейсоватостью архейского субстрата и новообразованной текстурой (показаны на разрезе). Д – детальная карта участка на Куриниевском полуострове (Импиллахтинский «купол»): 1 – гранито-гнейсы архея, 2 – дайковые тела метабазитов, 3 – жильные образования плагиоклаз-микроклиновых пегматитов. Положение участков отмечено прямоугольниками на А

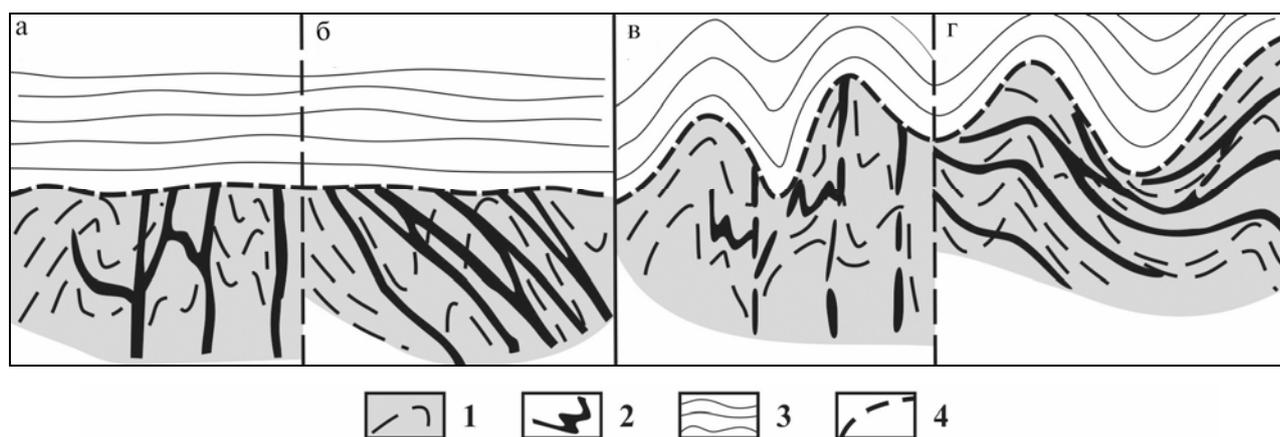


Рис. 1.146. Гипотетические схемы соотношений пород чехла, фундамента и дайкового комплекса до складчатости (а, б) и после складчатости (в, г), (в ранней складчатости могли участвовать только полого залегающие дайки):

1 – гранито-гнейсы основания, 2 – дайковый комплекс, 3 – осадочный чехол, 4 – контакт чехла и фундамента

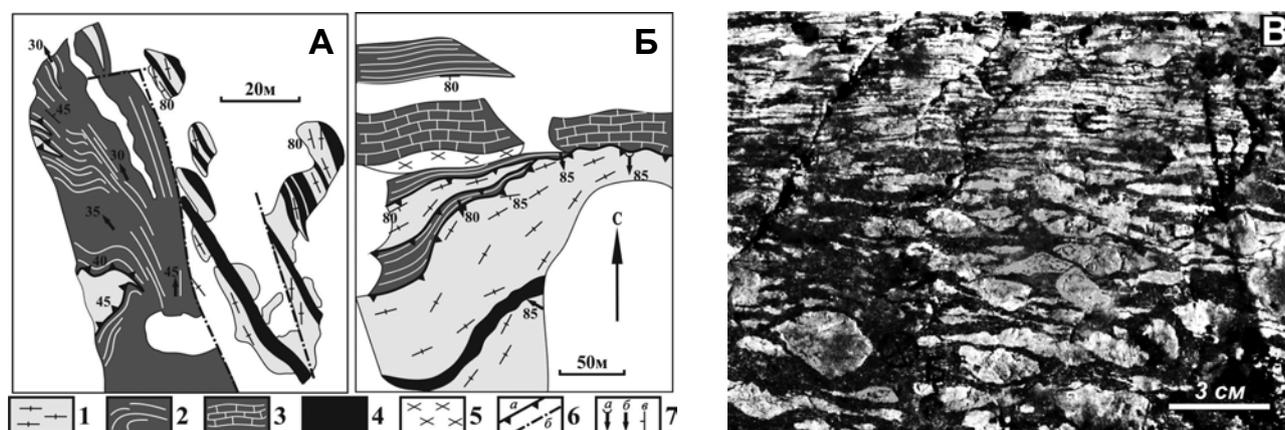


Рис. 1.147. Свидетельства тектонизации контакта фундамента и чехла в Импилахтинском выступе:

А – западный контакт, Б – северный контакт: 1 – гранито-гнейсы арhea, 2 – метавулканы сортавальской серии, 3 – карбонатные породы сортавальской серии, 4 – дайки метабазитов, 5 – пегматиты, 6 – разрывные нарушения: а – контакты тектонических пластин, б – секущие разрывы, 7 – элементы залегания: а – шарниры складок, б – линейности, в – расслоенности. В – фото зоны локализованной деформации в дайковых порфирированных метабазитах в эндоконтакте гранито-гнейсов с породами сортавальской серии

Разрывно-складчатые структуры первого этапа деформаций выявляются не только в приконтактовой зоне чехла – фундамента, но и внутри самих куполовидных выступов кристаллического основания, а также в пределах обрамляющего их чехольного комплекса. Так, в «куполе» Хавус (рис. 1.148, А) и в Кирьявалахтинском выступе (рис. 1.149) в местах относительно глубоких врезов фиксируются системы пологих и умеренно наклонных надвиговых нарушений северной вергентности, отмеченных тектонитами и обособлениями плагиогранитных жил. Они, располагаясь вдоль осевых поверхностей сжатых складок с ундулирующими шарнирами, образованных телами даек метабазитов, формируют дробные пакеты тектонических пластин, определяющих стилистику свекофеннской структуры в гранито-гнейсовом субстрате на мезомасштабном уровне.

Судя по небольшим, устанавливаемым в обнажениях величинам смещений по таким разрывам (первые метры) и малоамплитудности синхронных складчатых форм, они не должны существенно нарушать сплошность метавулканитов в обрамлении выступов, что и фиксируется повсеместно при картировании. Между тем в «куполе» Хавус у западного и восточного контактов с обрамляющей толщей сортавальской серии устанавливается дополнительное складчато-разрывное дивергентное перемещение гранито-гнейсового субстрата, приводящее к его налеганию на чехольные образования метабазитов, соответственно конвергентно погружающихся к центру «купола» (см. рис. 1.143, Г, субширотный разрез). В результате этого в широтном субвертикальном сечении вырисовывается «грибовидная форма», вполне вписывающаяся в упомянутую модель Л. В. Григорьевой и Н. Ф. Шинкарева [1981], допускающая двустороннее «истечение» поднимающегося или выдавливаемого снизу

размягченного процессами реоморфизма гранитоидного материала под покровом более плотных вулканогенных пород чехла. Другое дело, что одновременно, в субмеридиональном сечении, мы видим моновергентное, в северном направлении, перемещение материала архейского основания на чехольный комплекс, происходящее в «раструбе», обрамленном сортавальскими метабазитами (рис. 1.143, Г, субмеридиональный разрез).

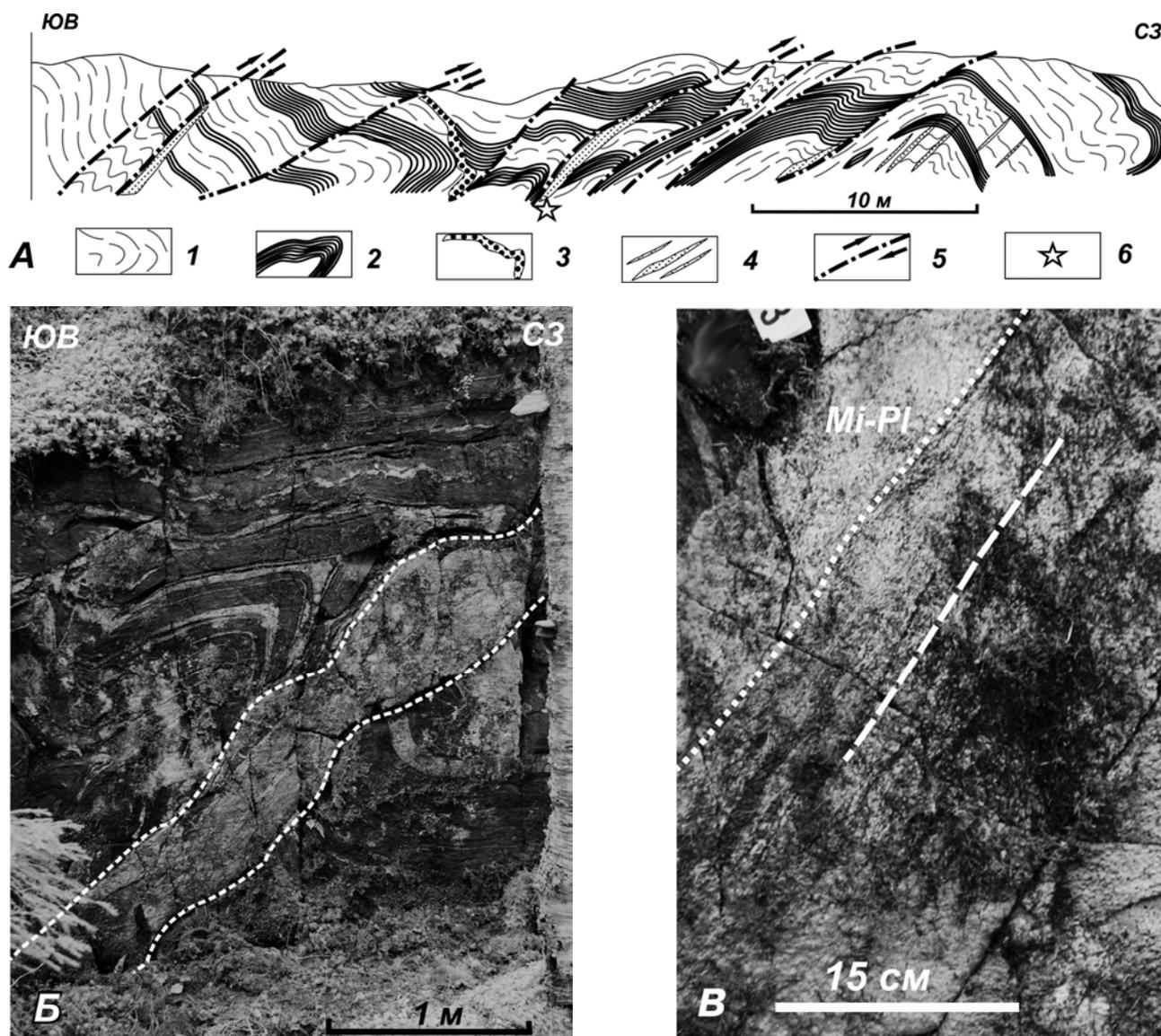


Рис. 1.148. Система складчато-надвиговых структур ранней генерации свекофеннского времени внутри гранито-гнейсового яра «купола» Хавус (А), отмеченных жильными телами плагиогранитов (Б) с наложенными на них процессами более поздней микроклинизации и рассланцевания третьего этапа деформаций (В)

В совокупности это свидетельствует о формах типа мегамасштабных «калчановидных» складок (sheath folds), столь характерных именно для фронта покровно-надвиговых структур, формируемых в глубинных стесненных условиях в подвижных поясах сдвиговых деформаций, когда перемещение материала в апексах складчатых форм локализовано в плоскости надвигов по направлению их восстания [Cobbold, Quinquis, 1980; Alsop, Holdsworth, 2004; Carreras et al., 2005]. Фактическим подтверждением такого линейно направленного движения вещества можно считать те разности ремобилизованных гранито-гнейсов, которые обладают чертами роддинговых («карандашных») структур с линейно-стержневым удлинением агрегатов кварца, полевых шпатов и сопутствующих темноцветов. Такие разности слагают, например, достаточно обширные участки внутри Сортавальского выступа (см. рис. 1.143, А) и «купола» Хавус, вероятно отражая принудительное выдавливание пластичного, размягченного материала при складчатости и надвигообразовании в условиях транспрессии [Морозов, 2002].

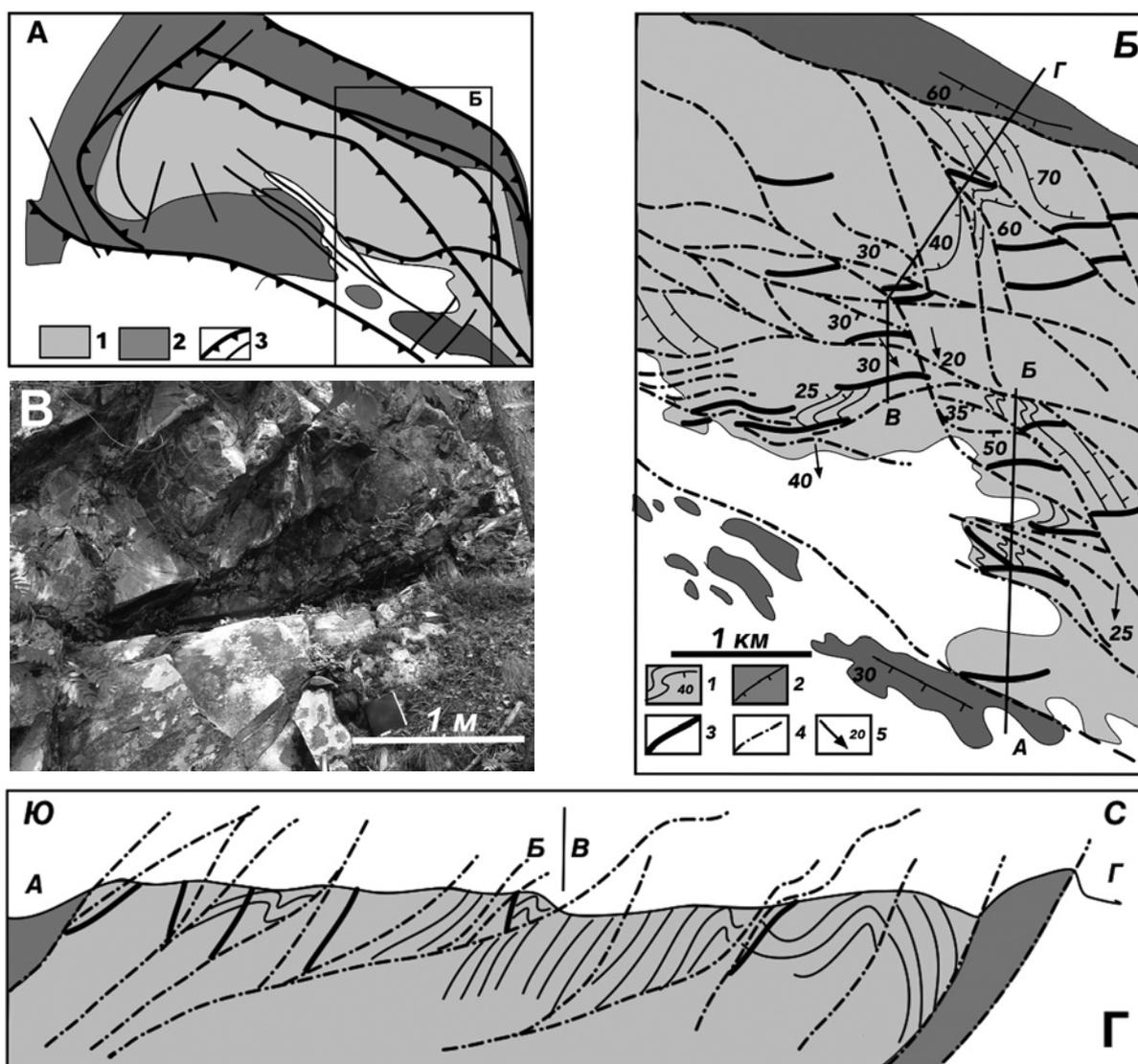


Рис. 1.149. А – Схема внутреннего строения Кирьявалахтинского купола:

1 – гранито-гнейсы архея, 2 – метавулканы сортавальской серии, 3 – разрывы надвиговой и сдвиговой кинематики. Б – детализированная схема его восточной части: 1 – гранито-гнейсы и их расслоенность, 2 – метавулканы сортавальской серии, 3 – дайки метабазитов, 4 – разрывы, 5 – линейность. В – фото зоны пологого надвига в гранито-гнейсах. Г – субмеридиональный разрез

Отмечая малоамплитудность свекофенских надвигов и складок внутри куполовидных выступов фундамента, сочетающихся там со связным объемным перемещением и перераспределением подвижного гранито-гнейсового субстрата, следует сказать о несколько иной картине в пределах сопряженных объемов чехольного комплекса, слагающего ограниченные межкупольные пространства или обширные ареалы субдомена 3. Здесь, наоборот, фиксируются и картируются многочисленные протяженные разрывные нарушения, предполагающие более существенные перемещения элементов разреза. Прежде всего, речь идет о покровно-надвиговых нарушениях раннего кинематического этапа, впоследствии деформированных наложенными складками второй (F2) и третьей (F3) генерации, которые картируются вокруг Сортавальского выступа (рис. 1.150, А). Они выявляются среди складчато-перемятых, неоднократно текстурированных и гранитизированных пород ладожской серии в виде локализованных зон ограниченной мощности (как правило, первые метры) с преимущественно плоскопараллельным расположением гнейсоватости и полосчатости («прямые гнейсы» = «straight gneiss»), трассирующих пологие в этом субдомене поверхности сместителей (рис. 1.150, Б). Вместе с тем с этими зонами с обеих сторон обычно бывают сопряжены полосы мозаично-блоковой поврежденности субстрата, отмеченные обильными хаотичными инъекциями гранитного состава (рис. 1.150, В). Такое парное сочетание морфоструктурных признаков разрывов, вообще характерных для любых типов разрывных

зон (зоны тектонитов и зоны дилатансионной нарушенности субстрата), позволило закартировать целый пакет пологих нарушений покровно-надвиговой кинематики, определяющих вместе с наложенными на них складками структурный стиль чехольных образований в субдомене 3. Было установлено, что в парагенез с этими разрывами входят также многочисленные картируемые пластинообразные тела (мощностью в метры – первый десяток метров) магматических пород ТТГ комплекса широкого диапазона составов от габбро, диоритов и гранодиоритов до плагиогранитов, которые, оперяя поверхности сместителей пологих нарушений, сами составляют с вмещающим субстратом гнейсов ладожской серии многоярусные постройки, хорошо видимые в вертикальных стенках разрывов новейшего времени. Участие этих тел в прямых складках север-северо-западного простирания, в том числе наложенных на выступ Сортавальского «купола» (см. рис. 1.143 и 1.150, А), со всей очевидностью свидетельствует о единых и общих для них деформационных и кинематических условиях и времени (см. ниже) формирования.

Возникновение упомянутой полосы раздела Импиниemi – Янисъярви между Сортавальской и Питкярантской группами выступов фундамента, сложенной толщей ладожской серии, вероятнее всего следует связывать с этапом формирования системы складчатости север-северо-западного простирания (F2). Наиболее яркой особенностью ее внутреннего строения является наличие нескольких зон повышенной «концентрации» разломов и тесно-сжатых складок, рассекающих складчато-деформированный и текстурированный на первом этапе слоистый субстрат на узкие и протяженные литоны (рис. 1.151), ориентированные вдоль осевых поверхностей складок F2 и срезающие более ранние деформационные структуры и текстуры. Вместе с тем деформации третьего этапа в виде кренуляционного кливажа наложены там как на сланцеватости S1 и S2, так и на слюдястые тектониты зон разломов.

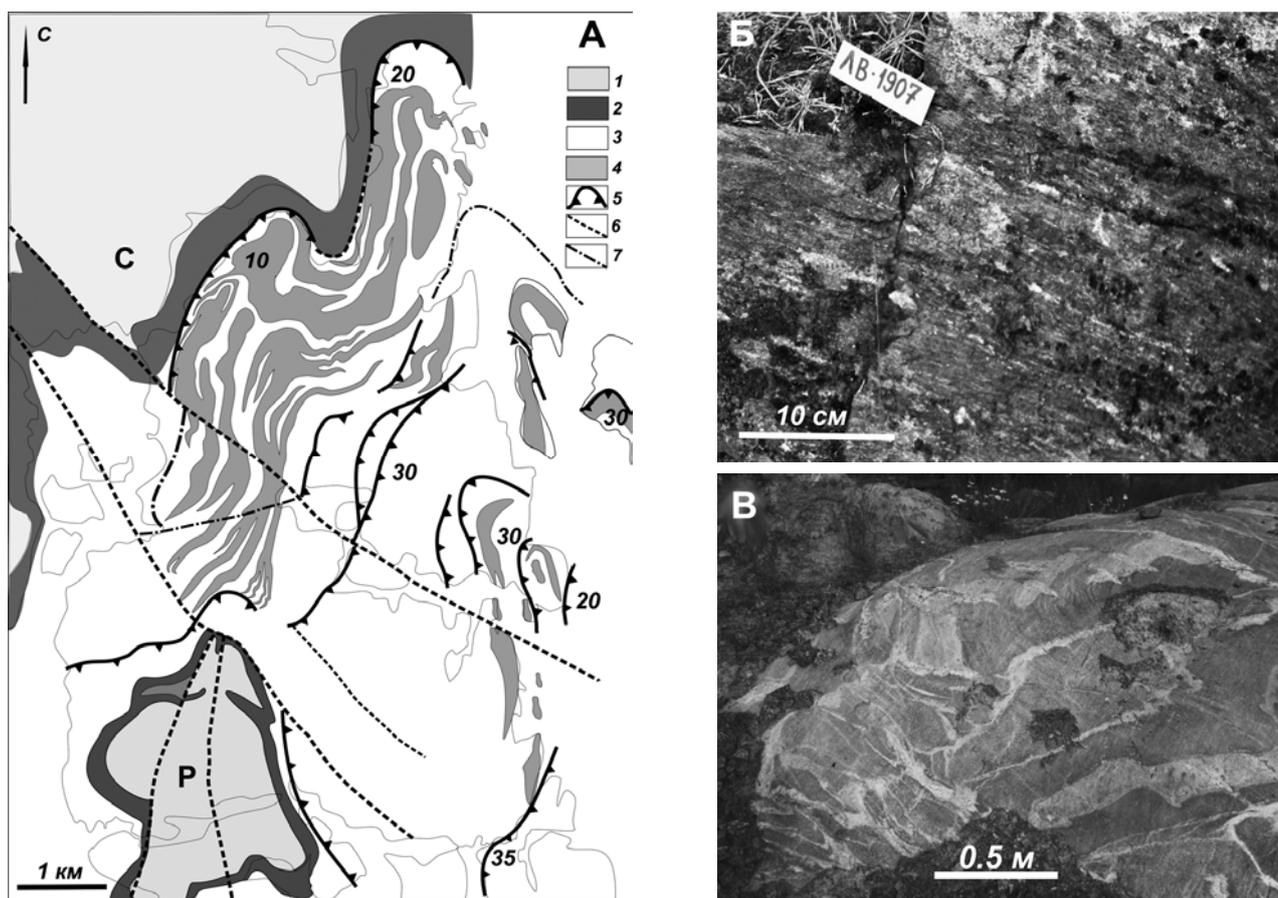


Рис. 1.150. А – система покровно-надвиговых нарушений раннего кинематического этапа, сопряженных с пластиночатыми телами гранодиоритов, деформированных складками второго этапа на площади между куполовидными выступами Сортавальским и Риекка;

1 – гранито-гнейсы архея, 2 – метавулканы сортавальской серии, 3 – метатерригенные сланцы и гнейсы ладожской серии, 4 – тела раннекинематических гранодиоритов, 5 – выявленные пологие надвиги, 6 – дешифрируемые разрывы, 7 – предполагаемые разрывы; Б – фото «прямых» гнейсов ладожской серии из зон надвиговых сместителей; В – фото гранитизированных гнейсов из зон приразломного «повреждения»

Субдомен 4. Самая южная часть Северного домена охватывает широкую полосу разломной зоны Мейери, в которой сконцентрированы как одноименный надвиг, выступающий в качестве северной границы рассматриваемого субдомена, так и многочисленные разрывные нарушения такой же кинематики и близкой конфигурации, определяющие в совокупности деформационный стиль этой сутурной по своей природе зоны [Балтыбаев и др., 1996]. По уровню метаморфических преобразований породы этой зоны, сохраняющие еще многие черты формационной принадлежности к ладожской терригенно-флишоидной серии (например, карбонатные конкреции в метапесчаных прослоях, реликты градационной слоистости и т.п.), близки разностям предшествующего субдомена, но на фоне глубокого развития процессов ультраметаморфизма сохраняют местами реликты гранулитовой фации (пироксен, ортоклаз).

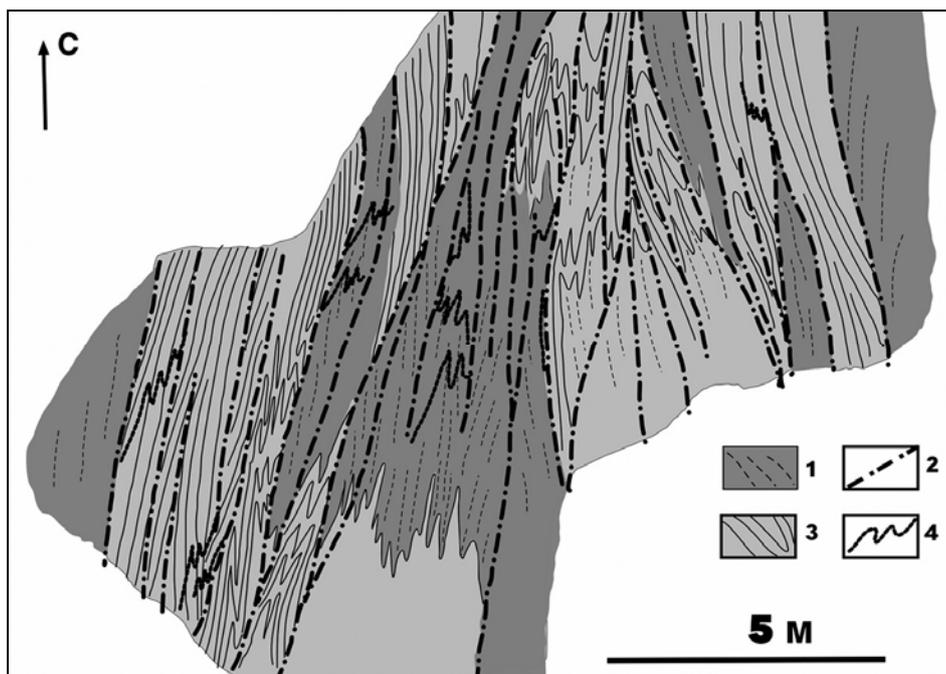


Рис. 1.151. Пакетная структура разрывно-складчатых литонов из разломной зоны Импиниemi – Янисъярви, разделяющей Питкярантскую и Сортавальскую группы выступов фундамента

Помимо складчатых структур, в основном все тех же трех генераций, что и в субдомене 3, главенствующим элементом структуры здесь становятся пологие разрывы надвиго-сдвиговой кинематики, которые составляют иерархически построенную систему со схожим линзовидно-чешуйчатым строением на самых разных масштабных уровнях (рис. 1.152, А–Б). Зоны сместителей, выраженные тектонитами типа «прямых гнейсов» и распознаваемые по тем же признакам, что и в субдомене 3, также оперяются пластиноподобными телами преимущественно диоритов и гранодиоритов, пересекающих не только гнейсоватость субстрата, но и расслоенность толщи по составу в виде чередования гранатсодержащих и безгранатовых разностей слюдястых гнейсов ладожской серии. При этом пластины гранодиоритов занимают отчетливое кулисно-эшелонированное расположение относительно линий надвиговых границ, испытывая устойчивый разворот в плане по часовой стрелке по отношению к ним, что свидетельствует о проявлении правосдвиговой компоненты при надвигообразовании. Такая особенность кинематики надвиговых перемещений на глубинном уровне проявления процессов ультраметаморфизма (порядка 15 км при расчетной величине геотермического градиента порядка 40–45 град/км), характерном для метаморфизма андалузит-силлиманитового типа в подвижных поясах [Лиханов и др., 2010], принципиально отличает рассматриваемый субдомен от более северных и менее глубинных субдоменов 1 и 2 (зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации), где надвигание сопровождалось левосдвиговыми компонентами. Это означает, что на таких разных уровнях глубинности во время свекофеннского тектогенеза имели место заметно разнонаправленные тектонические «потoki» деформируемого вещества, свидетельствующие о субгоризонтальном расслоении объема коры. Граница такого расслоения, судя по смене знака сдвигового смещения, близка к положению

изограды процессов мигматизации в площадных схемах зонального метаморфизма Приладожья [Великославинский, 1971; Нагайцев, 1974]. Массовое, статистически значимое определение термодинамических параметров (P, T) преобразований в тектонитах покровно-надвиговых пластин методами локальной термобарометрии (TWQ, TPF) показало их заметно более высокие значения по сравнению с фоновыми (рис. 1.152, В), что может быть отражением процессов динамометаморфизма в зонах локализованных деформаций [Кулаковский и др., 2015б].

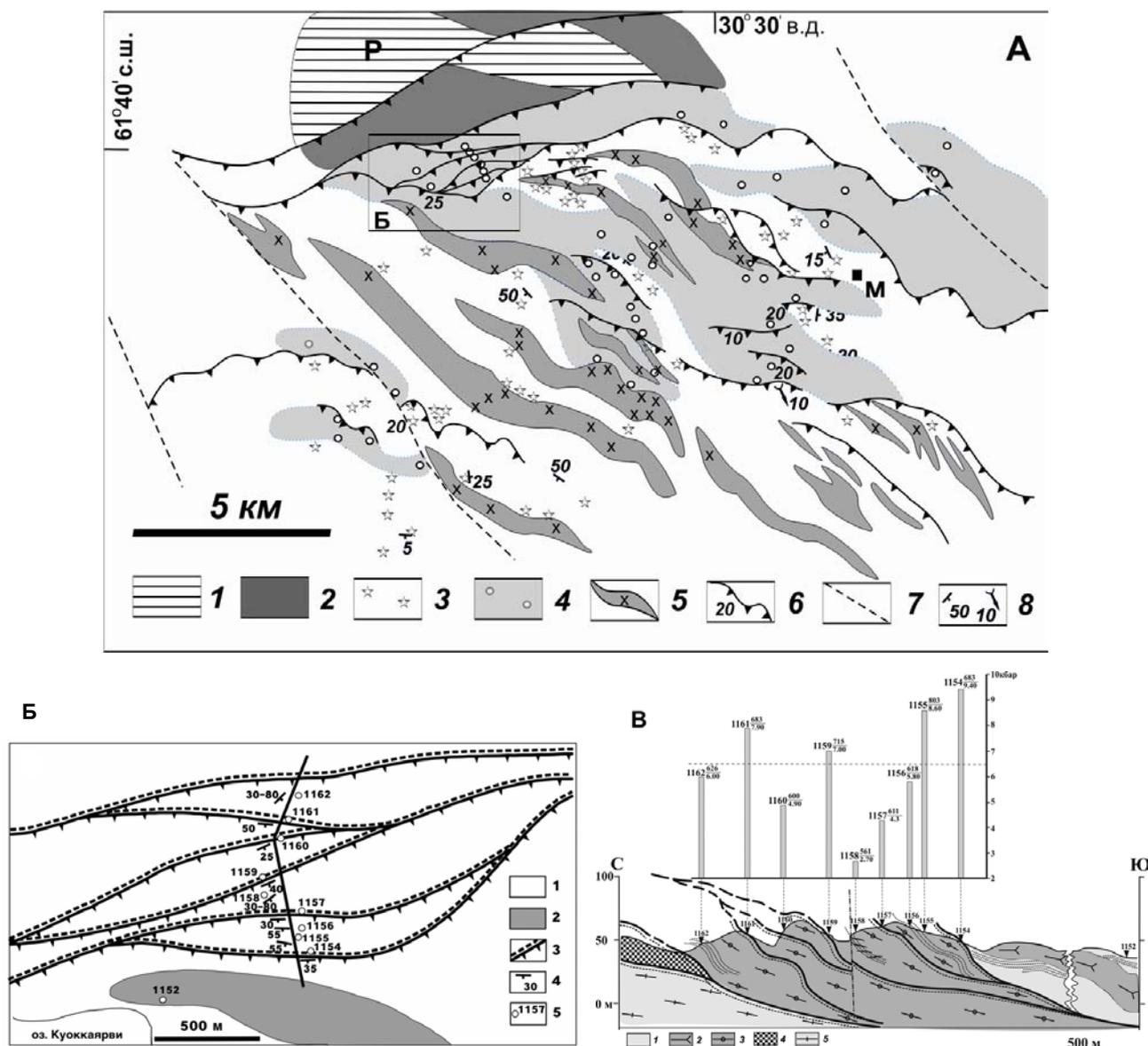


Рис. 1.152. А – Разрывно-складчатая структура субдомена 4 в зоне Мейерского надвига:

1 – гранито-гнейсы архейского фундамента в выступе Реломьяки (Р), 2 – метавулканы сортавальской серии; 3–4 – породы ладожской серии: 3 – кварц-полевошпатовые гнейсы и мигматиты по ним, 4 – гранат-биотит-плагиоклазовые гнейсы; 5 – тела гранодиоритов раннекинематического ТТГ комплекса, 6 – надвиги, 7 – прочие разрывы, 8 – элементы. Б – детальная схема участка Куоккаярви: 1 – гранат-биотитовые плагиогнейсы, 2 – гранодиориты, 3 – надвиги, отмеченные зонами «прямых» гнейсов, 4 – элементы залегания расслоенности гнейсов, 5 – точки опробования, показанные на разрезе. В – разрез через участок Куоккаярви с РТ-параметрами метаморфизма для гранат-биотит-плагиоклазовой ассоциации: 1–3 – ладожская серия: гнейсы и плагиогнейсы (1), гранодиориты (2), сильно тектонизированные плагиогнейсы и бластокатаклазиты (3); 4 – амфиболиты и плагиогнейсы сортавальской серии; 5 – гранитоиды архейского фундамента

Возрастное датирование деформационных этапов. Датированию тектоно-метаморфических процессов в Северном Приладожье и выстраиванию последовательности этапов эндогенной активности в регионе уделяется самое серьезное внимание, однако при этом акцент преимущественно делается на определении временных интервалов проявления магматических и метаморфических процессов

[Балтыбаев и др., 2000, 2004а; Глебовицкий и др., 2001, 2002]. Для датирования же деформационных событий, сопряженных с термально-вещественными преобразованиями, принципиально важно определение возрастных меток в конкретных геологических телах или зонах, привязанных к фиксируемым элементам структуры разных генераций. С этой целью были опробованы и датированы в U-Pb систематике жильные и интрузивные тела, входящие в структурные парагенезы выявленных и выше охарактеризованных трех деформационных этапов, ответственных за формирование интегральной структуры Северного домена Приладожья [Морозов и др., 2018а]. Цирконы из парагенетически связанных с покровно-надвиговыми структурами первого этапа пластинчатых тел гранодиоритов раннекинематического ТТГ комплекса были датированы в субдоменах 3 (юго-восточное обрамление Сортавальского выступа – см. рис. 1.143, А) и 4 (см. рис. 1.152, А) двумя методами: на масс-спектрометре Finnigan MAT 262 (RPQ) в ГИ КНЦ РАН и на SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, С.-Петербург). В обоих случаях были получены весьма близкие датировки – около 1870 млн лет (рис. 1.153, а, б). Тот же самый временной рубеж проявления деформационных событий первого этапа, но внутри выступов фундамента был подтвержден по цирконам из плагиигранитных жил в складчато-надвиговых структурах «купола» Хавус (см. рис. 1.148 и рис. 1.153, в).

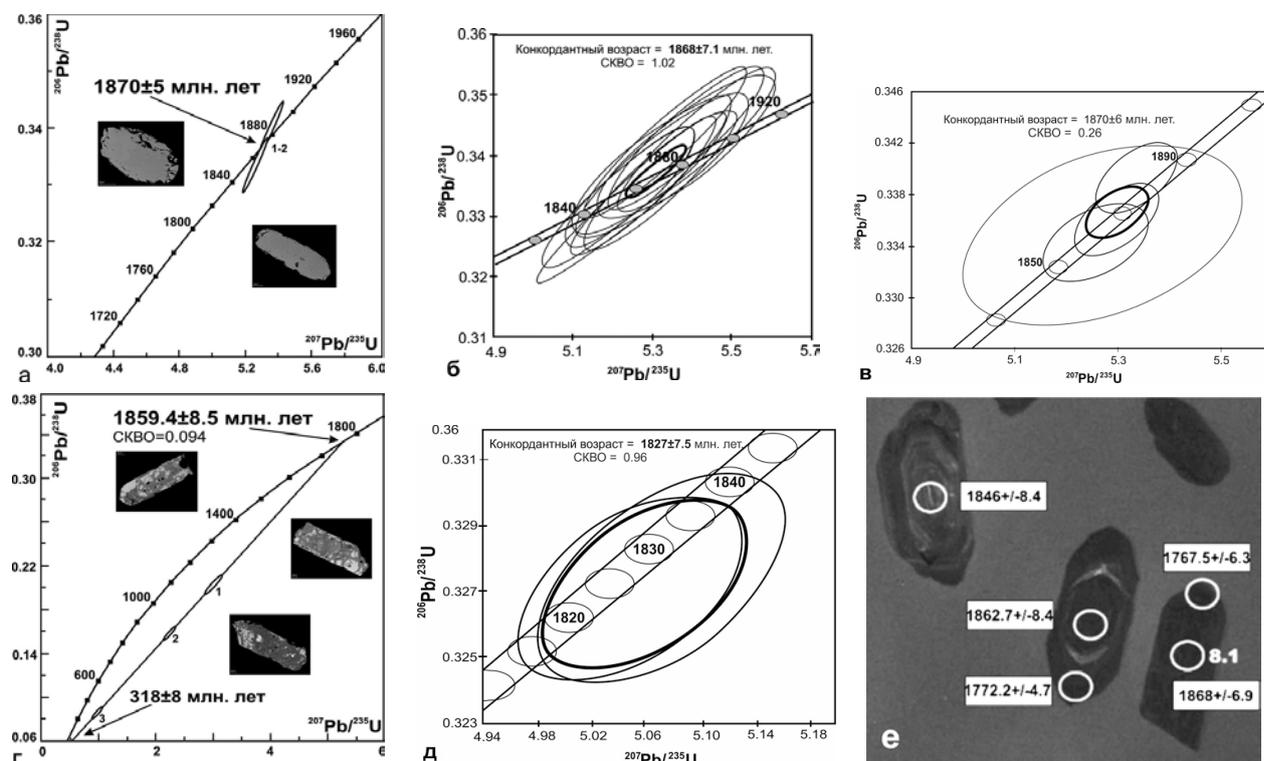


Рис. 1.153. Результаты датирования деформационных событий в Северном домене Приладожья по цирконам жильных тел:

а – гранодиоритов из ЮВ обрамления Сортавальского выступа (субдомен 3); б – гранодиоритов Мейерской зоны надвигов (субдомен 4); в – плагиигранитов внутри «купола» Хавус; г – плагиигранитов сортавальской серии внутри Импилахтинского выступа; д – плагиигранитов сортавальской серии внутри Импилахтинского выступа; е – расщепленных и микроклинизированных плагиигранитных тел «купола» Хавус

Структурным аналогом этих «внутрикупольных» плагиигранитных жил, а также тел гранодиоритов в ладожской серии в пределах сортавальской серии можно считать многочисленные жильные тела плагиигранитов, кулисно-эшелонированно располагающиеся относительно границы метавулканитов с архейским фундаментом, указывающие на сходную кинематику перемещений по явно тектонизированному их контакту (см. рис. 1.145, В). Датирование тем же «классическим» U-Pb методом в ГИ КНЦ РАН дало несколько иную, но близкую цифру верхнего пересечения дискордии в 1859.4 ± 8.5 млн лет (рис. 1.153, г). Последующий разворот этих тел в замках картируемых складок второй генерации, а также их пересечение жилами плагиигранитных пегматитов север-северо-западного простирания, располагающихся вдоль осевых поверхностей таких складок (см. рис. 1.145, В), позволили структурно зафиксировать, а с помощью датировок цирконов из пегматитов установить временной рубеж проявления деформационных событий второго этапа свекофеннского тектогенеза – порядка 1830 млн лет (рис. 1.153, д).

Наконец, SHRIMP-датировки внешних оболочек цирконов из зоны интенсивно микроклинизированных и рассланцованных вдоль северо-восточного направления плагиогранитных тел в складчато-надвиговом разрезе «купола» Хавус (см. рис. 1.148) позволили наметить интервал проявления деформаций третьего этапа в $1767\text{--}1772 \pm 6$ млн лет (рис. 1.153, е).

Обобщение и выводы. Суммируя все приведенные факты и сведения о строении и деформационно-метаморфической эволюции Северного домена Приладожья, можно сказать, что структура этой части свекокарельской подвижной зоны, сформированная в эпоху свекофеннского тектогенеза, является интегральным результатом полигенных и полифазных событий, развивавшихся на протяжении почти ста миллионов лет. Очевидно связанные с субдукционными процессами ювенильной свекофеннской коры под Карельский кратон, они развивались в условиях знакопеременной транспрессии, определившей формирование на раннем кинематическом этапе системы складчато-надвиговых структур с изменчивым положением по глубине (на современном эрозионном срезе – по латерали с севера на юг) доминирующих деформационных поверхностей (разломов и осеплоскостных текстур деформационно-метаморфической переработки первичной расслоенности), выстраивающихся в полувееер с северной вергентностью (рис. 1.154). При этом тектонический транспорт перемещаемого материала мог быть заметно разным на приповерхностных уровнях и на глубине, что допускает вероятность проявления тектонического расслоения по вертикали деформируемого объема коры. Это расслоение могло усиливаться изменчивостью степени метаморфических преобразований на разных глубинах и соответствующей разницей реологических свойств пород, приводящей к различиям в реологическом поведении вещества. Такие факторы могли серьезно влиять на проявление структурной, метаморфической и реологической зональности в регионе. Отражением этого служит усиление вместе со степенью метаморфизма с севера на юг степени деформационно-метаморфической переработки и затушевывания первичной слоистости вулканогенно-осадочных пород ладожского комплекса. Точно так же это привело к определенным различиям в структурных стилях и к появлению значимых, тектонически выраженных границ раздела между несколькими субдоменами. Помимо смены реологического поведения геоматериала, от преимущественно хрупкого и хрупко-пластичного в низко температурных зонах и зонах умеренных степеней метаморфизма к доминирующей пластично-вязкой реакции пород на деформации в зоне амфиболитовой фации и гранитизации, проявились и более существенные структурно-тектонические различия. Кроме уже упомянутой смены направлений перемещения вещества в разноглубинных тектонических «потоках», произошедшей при переходе к повышеннопластичному состоянию пород зоны ультраметаморфизма, следует обратить особое внимание на закономерность положения в существующей зональности субдомена 3 с куполовидными формами взаимодействия чехла и фундамента. Эти структуры могли возникнуть только на том уровне глубинности, где реологические и деформационные свойства комплексов чехла практически сравнивались за счет реоморфизма основания и значительного размягчения осадочных пород процессами метаморфизма и гранитизации, обеспечивших связность тектонических деформаций в двухъярусной системе. Более того, если учесть факты, свидетельствующие об их совместном участии в интерференционной складчатости, формирование таких наложенных форм центрального типа могло происходить только при субгоризонтальном положении деформационных поверхностей (границы чехла – фундамента, разрывов, слоистости и деформационно-метаморфических текстур и крыльев складок, пластиновидные магматические тела типа жил и даек), что имело место как раз в пределах субдомена 3 – в полном сегменте единой складчато-разрывной полувееерной структуры, сформированной на раннем кинематическом этапе. Если обратиться и к иным деталям этого процесса взаимодействия пород чехла и фундамента, то можно допустить, что возникшие в результате этого «куполовидные» формы имеют явно полигенную природу. Помимо главенствующей, на наш взгляд, интерференции систем региональной складчатости и значимости тектоно-термальных условий, вызвавших сближение деформационных свойств по обе стороны границы раздела, имели влияние и другие факторы. С одной стороны, мы видим проявление декомпрессионного увеличения объема реоморфизируемых пород основания (трехмерные системы ветвящихся гранитных инъекций, наложенных на дайковые серии metabазитов внутри «куполов»), что роднит это с диапировыми эффектами в условиях инверсии плотностей. С другой стороны, есть свидетельства принудительного выдавливания с глубин подвижного размягченного вещества (роддингвые структуры гранитоидов) и его нагнетания в апексные части интерференционных складчатых форм с образованием структур, схожих с колчановидными (sheath folds) складками, свойственными покровно-складчатым зонам транспрессивного типа. Исходя из структурно-морфологических признаков здесь также можно допустить некоторое

перераспределение пластичного разогретого субстрата по горизонтали под покровом плотных пород базисных горизонтов чехла («грибообразные» в вертикальном сечении структуры Койринойского выступа и «купола» Хавус). Несомненно, имели место и блоково-глыбовые перемещения объемов основания (милониты, катаклазиты и псевдотахилиты на контактах выступов), которые, вероятнее всего, происходили позднее, когда породы уже остывали – возможно, на этапах орогенеза в регионе.

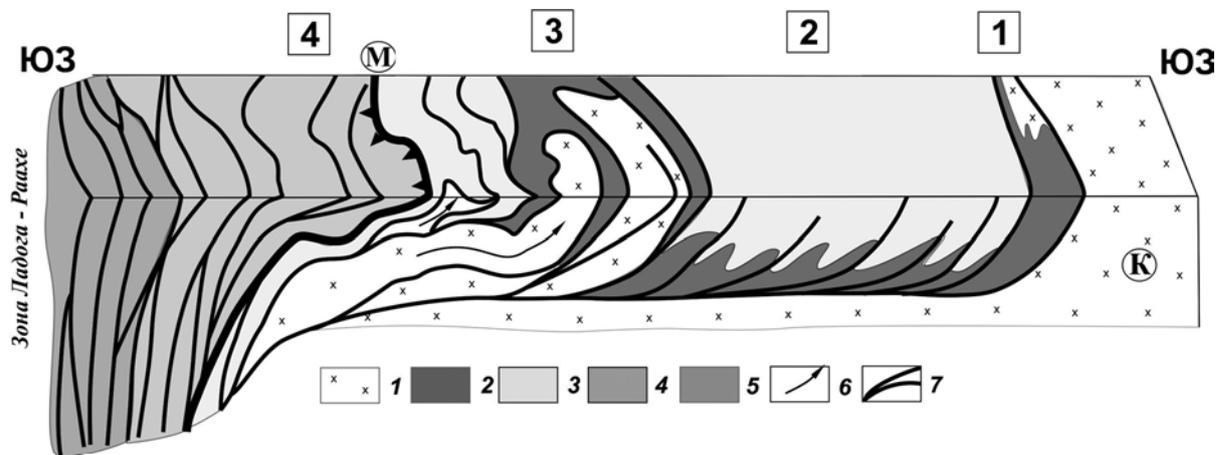


Рис. 1.154. Концептуальный структурный разрез через Северный домен Приладожья:

1 – гранито-гнейсы архея, 2 – метавулканыты сортавальской серии, 3–5 – метапсаммиты ладожской серии в разных метаморфических фациях, 6 – перемещение реоморфизованного субстрата архейского основания, 7 – разрывные нарушения

Наконец, выявленные в Северном домене структурно-тектоническая и реолого-метаморфическая зональности, являющиеся составной частью закономерной дивергентно-верной картины строения всего приладожского сегмента свекокарельского подвижного пояса [Морозов, 1999, 2002], позволяют в самых общих чертах наметить геодинамическую эволюцию региона в терминах и понятиях «толстокожей и тонкокожей» тектоники (см. рис. 1.154). В осевой части структуры такого транспрессивного «дерева», совпадающей с шовной зоной Ладога-Раахе, где доминируют субвертикальные залегания деформационных элементов, выведены к поверхности образования ювенильной свекофеннской коры, претерпевшие глубинные преобразования гранулитовой степени метаморфизма. Тектонические импульсы субдукционной природы привели к вовлечению в деформации перикратонные части Карельского массива (субдомены 3 и частично 4) в виде тектонических пластин фундамента, вклинивавшихся в чехольные образования и испытавших совместные с ними разноплановые складчатые деформации (структуры «толстокожей» тектоники субдомена 4 и 3). В более северных субдоменах реакция на латеральные воздействия с юга реализовалась в виде разрывно-складчатых деформаций преимущественно в чехле, сопровождавшихся формированием детачмента по поверхности раздела фундамента и чехольного комплекса («тонкокожая» тектоника).

Можно полагать, что границы субдоменов, тектонически подчеркнутая поверхность раздела комплексов чехла и фундамента, зоны тектонизации покровно-надвиговых ансамблей, характеризующиеся во всех случаях концентрацией в них водосодержащих слюдястых минералов, потенциально должны отразиться в геофизических параметрах, например, электропроводящих свойств разреза, и могут быть проявлены на профилях магнито-теллурического зондирования или в других характеристиках потенциальных полей.

1.5.2. Комбинированная модель диапирового и коллизионного механизма формирования гранит-мигматит-гнейсовых куполов Свекофеннского пояса в палеопротерозое

Породы Свекофеннского пояса в преобладающей части выхода на дневную поверхность характеризуются уровнем метаморфизма выше фации зеленых сланцев. Более того, площадь выхода мигматизированных пород составляет 70–80 % вскрытых эрозией супракрустальных толщ и, следовательно, характеризуется прогревом выше 600–650 °С – нижним температурным порогом для появления мигматитовых выделок в гнейсах [Мигматиты, 1988]. Например, в пределах развития свекофеннских

мигматитов устанавливаются температуры 680–780 °С [Мигматизация и гранитообразование..., 1985; Korsman et al., 1988; Rajunen, 1994 и др.], а для областей развития ортопироксеносодержащих парагенезисов, которые фиксируют условия гранулитовой фации, выявляются температуры до 800–900 °С [Korsman et al., 1988; Балтыбаев и др., 2000, 2004б и др.; Väisänen et al., 2002].

Выходы пород гранулитовой фации проявлены локально, иногда они представляют собой обособленные тектоническими разломами блоки, вокруг которых распространены более низкотемпературные породы. Такие тектонические соотношения гранулитов с более низкотемпературными породами описываются, например, в районе Киурувеси в Финляндии [Korsman et al., 1984; Hölttä, 1988]. Высокотемпературное метаморфическое ядро Приладожья также представляет собой пример подобного соотношения высокотемпературных и низкотемпературных пород [Балтыбаев и др., 1996]. В то же время в некоторых зонально-метаморфизованных свекофенских комплексах (например, в районах Уусима, Сулкава, Турку в Финляндии) отмечается постепенное нарастание температуры от относительно низкотемпературной части к высокотемпературному ядру.

Указанные наблюдения позволяют интерпретировать появление высокотемпературных «ядер» в терминах развития «термальных куполов», под этим подразумевается морфология распределения температурного поля в плане и разрезах при формировании метаморфических парагенезисов прогрессивного ряда. Практически всегда одновременно с зональным метаморфизмом (или несколько позднее метаморфических событий) фиксируются взбросо-надвиговые тектонические движения, которые осложняют строение термальных куполов.

Диаметры термальных куполов на современном эрозионном срезе пород Свекофенского пояса обычно составляют 50–60 км (например, купол Сулкава, Финляндия), что, видимо, говорит о достаточно сильной сфокусированности теплового потока. Этим можно объяснить быструю смену разнотемпературных зон, как, например, в упомянутой выше «сулкавской» термальной структуре, где расстояние от андалузитовой зоны (<500 °С) до гиперстеновой (~800 °С) составляет не более 30–35 км, что предполагает температурный градиент не менее 10 °С/км. Наблюдаемые температурные аномалии намного превышают контактово-метаморфические ареалы и не достигают размеров регионально-метаморфических, поэтому требуют объяснения в рамках математического термомеханического моделирования.

Другим весьма важным обстоятельством является постоянная связь высокотемпературных куполов (ядер термоградиентных структур) с интрузивными породами. Можно с полным основанием говорить, что в вещественном отношении термальные структуры Свекофенского пояса представляют парагенезисы метаморфических и плутонических пород, т.е. они являются плутоно-метаморфическими. По некоторым подсчетам [Балтыбаев и др., 2009в], доля плутонических пород (расплава) может достигать 50–80 % от всего объема вещества «ядра» термальной купольной структуры.

В связи вышеприведенным возникает вопрос – являются ли термальные купольные структуры Свекофенского пояса результатом теплового воздействия магматических тел, которые обеспечивают кроме дополнительного тепла также и особую реологию толщ, приводя в совокупности с тектоническими факторами к своеобразному диапиризму и эксгумации высокотемпературных ядер?

В данном разделе изложены результаты математического моделирования развития купольной структуры, в основе которой лежит двухмерная геологическая модель сочленения Карельского массива и Свекофенского пояса, в поперечном сечении Раахе-Ладожской взбросо-надвиговой зоны. Геометрия и структура модельной области показана на рис. 1.155. Прообразом модельной поверхности надвига может служить тектоническая граница, разделяющая области свекофенской коры (аллохтон) и коры Карельского кратона (автохтон) (Меерский надвиг). Учитывалось при этом, что мощность коры под Свекофенским поясом по данным сейсмического зондирования [Luosto et al., 1984; Koija, Heikkinen, 2008] составляет 60 км и уменьшается до 50 км под Карельским кратоном.

Рассматривается двухэтапная модель формирования купольных структур, характеристика этапов приводится ниже:

I этап: в основание коры на доколлизивной стадии внедряется базитовая магма в виде нескольких тел (трех в этом варианте модели). Рассматривается тепловое воздействие трех базитовых интрузий прямоугольного сечения, шириной 30 км и мощностью 10 км, расположенных от основания коры до поверхности надвига. Выбор модели с несколькими отдельными магматическими очагами вместо единой протяженной интрузии основывается на интерпретации данных по сейсмическим профилям [Колодяжный, 2006]. Поверхность надвига выполаживается с глубиной до горизонтальной. Температурные граничные условия соответствуют постоянной температуре на поверхности (0 °С), постоянному

тепловому потоку на нижней границе модели ($Q = 17$ мВт) и теплоизолированным боковым границам. В магматических камерах поддерживается постоянная температура $1200\text{ }^{\circ}\text{C}$ в течение 5 или 10 млн лет. Базиты вызывают разогрев и плавление вмещающих пород утолщенной, преимущественно кислой коры. Температура солидуса водонасыщенной кислой нижней коры принималась $650\text{ }^{\circ}\text{C}$. Время действия магматических источников тепла соответствует характерной длительности базитового магматизма в известных изверженных провинциях [Prokoph et al., 2004]. Размеры магматических камер (10×30 км) выбраны аналогичными базитовой интрузии зоны Ивреа-Вербано (Альпы, Северная Италия) мощностью 8–9 и шириной >20 км [Quick et al., 1994]. Предполагается, что через 5 (10) млн лет магматизм прекращается и начинается движение аллохтона с надвиганием его на автохтон.

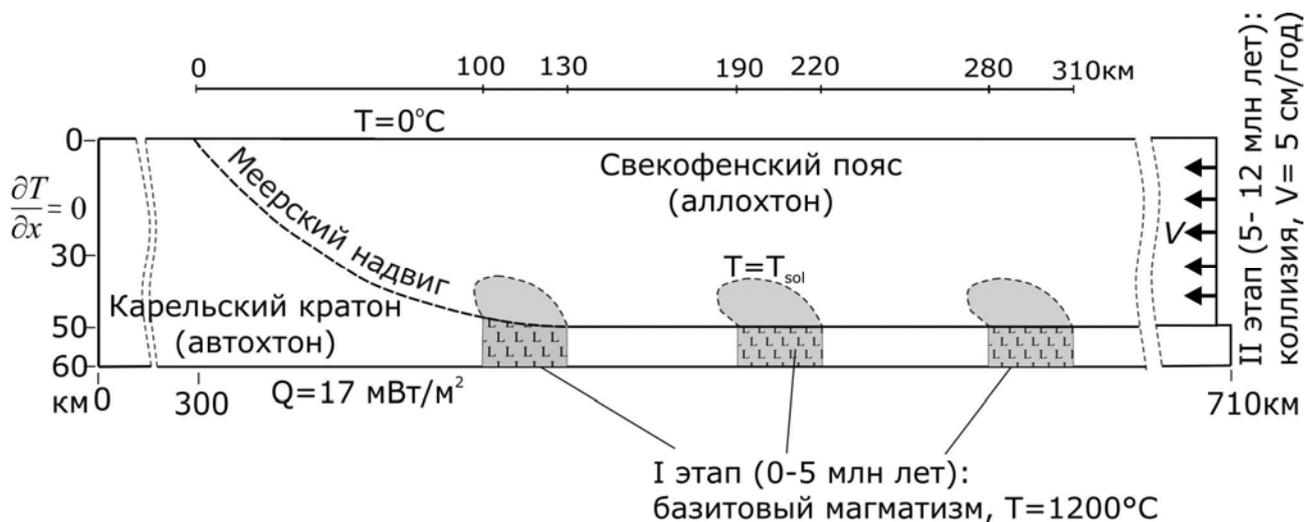


Рис. 1.155. Геометрия и граничные условия модели двухэтапного коллизионно-магматического механизма формирования гранит-мигматит-гнейсовых куполов Северо-Западного Приладожья. Области с орнаментом соответствуют базитовым интрузиям, серые области над ними, ограниченные пунктиром, – области анатексиса ($T > 650\text{ }^{\circ}\text{C}$)

II этап: на второй стадии начинаются конвергентные движения, сопровождающиеся взбросом/надвиганием Свекофеннской тектонической пластины на окраину Карельского кратона. Скорость конвергенции плит предполагается 5 см/год, что характерно для современных движений в Каракорум-Тибет-Гималайском орогене [Johnson, Harley, 2012]. В настоящей модели процессы поверхностной эрозии при коллизии не рассматриваются: рельеф поверхности формируется относительно неподвижного, жестко зафиксированного основания. Это условие введено с целью упрощения задачи: она состоит в моделировании механизма формирования куполов и ареалов высокотемпературного метаморфизма и не касается поверхностных процессов горообразования/денудации.

Механические свойства характеризуются различной реологией: кора Карельского кратона представляет собой «жесткий» упор ввиду низкой степени метаморфизма, кора Свекофеннского пояса описывается как упруго-вязко-пластичное тело. Его свойства задавались следующими: пластические свойства описываются законом Мизеса с пределом пластичности $\sigma_y = 50$ МПа. Вязкость характеризуется свойствами температурно-зависимой, неньютоновской (нелинейной) жидкости с параметрами «влажного» диорита: $\eta = \exp\left(-\frac{c\phi}{n}\right) A^{-\frac{1}{n}} \exp\left(\frac{H}{nRT}\right) \dot{\epsilon}^{\frac{1-n}{n}}$, где $\dot{\epsilon}$ (c^{-1}) – скорость деформации, $A = 3.01e - 16$ ($\text{Па}^{-n} \text{c}^{-1}$) – предэкспоненциальная константа, $n = 2.4$ – показатель степени, $H = 212$ (кДж/моль) – энергия активации [Hansen, Carter, 1982], $c = 31-45$ – безразмерная константа, ϕ – доля расплава [Mei et al., 2002]. При этих параметрах вязкость экспоненциально зависит от температуры, степени плавления и составляет $10^{20}-10^{22}$ Па с для субсолидусных температур и $10^{16}-10^{17}$ Па с для субликвидусных температур. В настоящей работе использовались полные определяющие соотношения с учетом упругой, пластической, вязкой (крип) деформаций и термического расширения. При комбинированной реологической модели среды компоненты тензора скорости деформаций представляются в виде суммы компонент скоростей разных видов деформаций [Коробейников, 2000]: $d_{ij} = d_{ij}^e + d_{ij}^T + d_{ij}^p + d_{ij}^c$.

Другие параметры: плотность коры/расплава 2800/2600 кг/м³; параметры упругости $E = 100$ ГПа – модуль Юнга, Па, $\nu = 0.25$ – коэффициент Пуассона; термические параметры: теплоемкость $C_p = 1250$ Дж/(кг К), теплопроводность 1.5 Вт м⁻¹ К⁻¹ и коэффициент температурного расширения $\alpha = 1 \cdot 10^{-5}$ К⁻¹ – принимались постоянными и одинаковыми во всей области для упрощения модели.

Задача решалась в двухмерной постановке: рассматриваются уравнения механического равновесия, теплопроводности, неразрывности и определяющие соотношения, которые описывают реологические свойства материала. В уравнениях движения и теплового баланса учитывается фазовый переход при плавлении вещества надвигающегося блока (аллохтона). Задается температура солидуса водонасыщенного гранита 650 °С, которая практически постоянна при давлениях средней-нижней части коры согласно диаграмме плавления [Johannes, Holtz, 1996]. При плавлении (фазовом переходе) вязкость и плотность вещества резко снижаются, возникает выталкивающая сила, приводящая к всплыванию легкого вещества.

Подробные формулировки уравнений и численный метод решения с использованием прикладного пакета MSC.Marc2010 приведены в работах [Коробейников, 2000; Полянский и др., 2012, 2014].

Результаты моделирования

При моделировании мы варьировали два наименее определенных параметра – длительность прогрева непрерывно действующими магматическими источниками тепла и скорость надвигания Свекофеннского блока на окраину Карельского кратона. Оказалось, что длительность магматизма в диапазоне 5–10 млн лет достаточна, чтобы сформировались диапировые структуры над каждым базитовым очагом. Длительность магматизма в выбранном диапазоне несильно влияла на результаты моделирования. Эволюция температурного поля и формирования последовательности диапиров показана на рис. 1.156 для модели с длительностью магматической активности 5 млн лет.

Частично-расплавленные массы гранитоидного состава соответствуют областям с температурой выше 650 °С, область коры с меньшей температурой показана серым для визуализации фронта анатексиса. Диапиры имеют грибовидную форму с куполовидной поверхностью, состоят из уплощенной «головы» и питающего канала, соединяющего основное тело и базитовую камеру. Со временем частично-расплавленная масса удаляется от очага, питающий канал остывает, пережимается и тела становятся бескорневыми (рис. 1.156, г, д). В ядрах модельная максимальная температура на прогрессивной стадии достигает 850–950 °С (рис. 1.156, в), что соответствует температурам гранулитовой фации, полученным по геотермометрам для гранат-гиперстеновых гнейсов [Шульдинер и др., 1997]. В процессе выведения к поверхности метаморфизованных пород на ретроградной стадии происходит их остывание и декомпрессия. В ядрах куполов максимальная температура составляет от 650–680 °С (в ядрах принадлежниковой зоны, на удалении от источников) до 680–740 °С (над источниками) при давлении 5–6 кбар (рис. 1.157).

Скорость коллизии на втором этапе оказывает большее влияние на эволюцию модельной температуры и зарождение диапиров. Экспериментальным путем было определено, что перемещение и скучивание масс мигматитов и высокотемпературных метаморфических пород происходит при скорости надвигания не менее 5 см/год. При меньших скоростях диапировые купола формируются, остывают и закристаллизуются на месте.

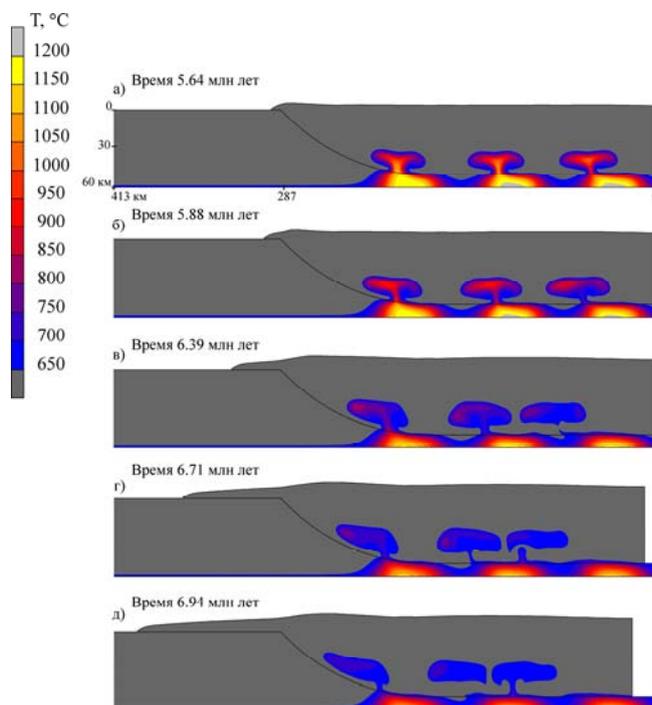


Рис. 1.156. Эволюция температуры при формировании диапиров и деформирования при надвиге. Показаны стадии в моменты времени 5.666; 5.898; 6.414; 6.742; 6.965 млн лет после внедрения базитовых интрузий. Шкала температуры: от 650 до 1200 °С

В процессе коллизии происходят вязко-пластические деформации как в самом диапире, так и окружающего вещества на уровне нижней и средней коры. Результаты моделирования полей вязких деформаций (крипа) представлены на рис. 1.158 для модели с длительностью магматической стадии 10 млн лет. Можно наблюдать, что объем вещества, вовлеченного в деформирование и складчатость, занимает обширную область, включая зону анатексиса. Структура течений определяется температурно-зависимой вязкостью вещества: наиболее горячие ядра деформируются интенсивнее, по периферии деформации затухают. В процессе тектонического смятия структура становится менее упорядоченной: соседние тела сближаются, их периферийные зоны приходят в механическое взаимодействие. Как следует из картин распределения деформаций и напряжений (рис. 1.158 и 1.159), кора разделяется на два слоя, контролируемых разной реологией, – высокотемпературный вязкий и низкотемпературный пластический. Вне высокотемпературных областей преобладают деформации пластичности (рис. 1.159). Над каждым диапировым телом формируются парные пересекающиеся полосы локализованной деформации. Их можно трактовать как ослабленные зоны, находящиеся в состоянии предразрушения (траектории разломов или бластмилонитизации). В рамках двумерной модели невозможно учесть влияние ортогональной надвигов системы складчатости, однако можно предполагать, что при интерференции перпендикулярно направленных напряжений структура тел будет принимать овально-концентрический вид.

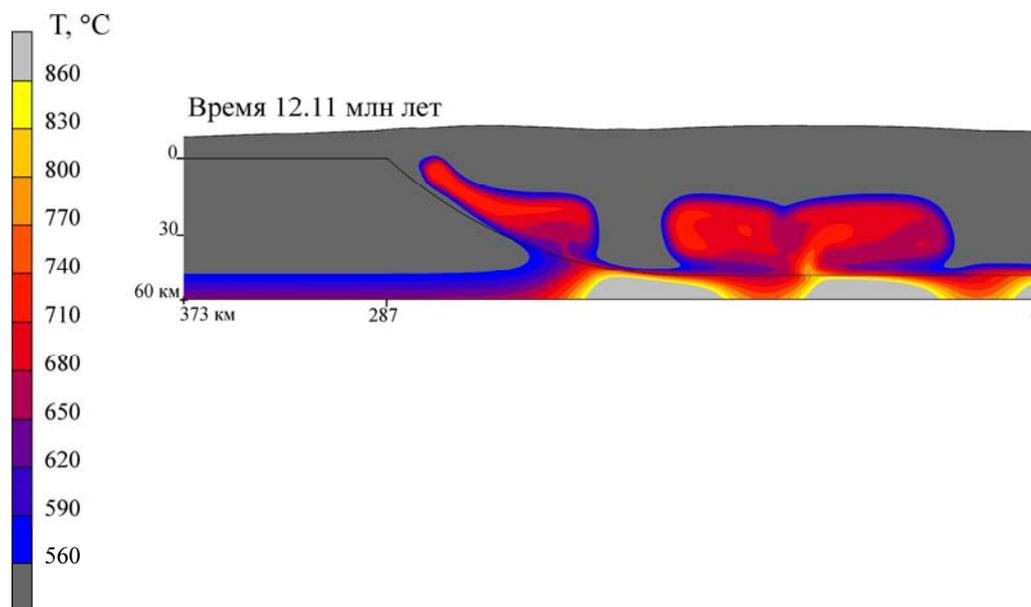


Рис. 1.157. Регрессивная стадия метаморфизма, показан максимальный уровень подъема изотермы 560 °С на глубину 14 (вблизи надвига) – 22 км (3.2–5.9 кбар). Шкала температур в интервале 560–860 °С (изменена относительно рис. 1.156). В ядрах куполов максимальная температура составляет от 650–680 °С (в принадвиговой зоне, на удалении от источников) до 680–740 °С (над источниками) при давлении $P = 6$ кбар

Геологические следствия модели

Сопоставление модельных результатов и параметров метаморфизма вокруг наблюдаемых структурных куполов позволяет сформулировать некоторые следствия:

1. Под воздействием мантийных магм в основании коры формируется группа диапировых ядер, окруженных высокотемпературными ареалами со степенью метаморфизма вплоть до гранулитовой фации. Площадь распространения мигматизированных пород на уровне предполагаемого эрозионного среза (6–6.5 кбар) составляет не менее 75 %.

2. Коллизия (этот термин здесь употреблен в узком смысле, для отражения тектонического взаимодействия отдельных частей в целом аккреционной структуры) Свекофеннского блока и Карельского кратона вызывает тектоническое скупивание диапиров и смятие в складки вязко-пластических масс в их обрамлении. Для межкупольного пространства характерны синклиналиподобные складки.

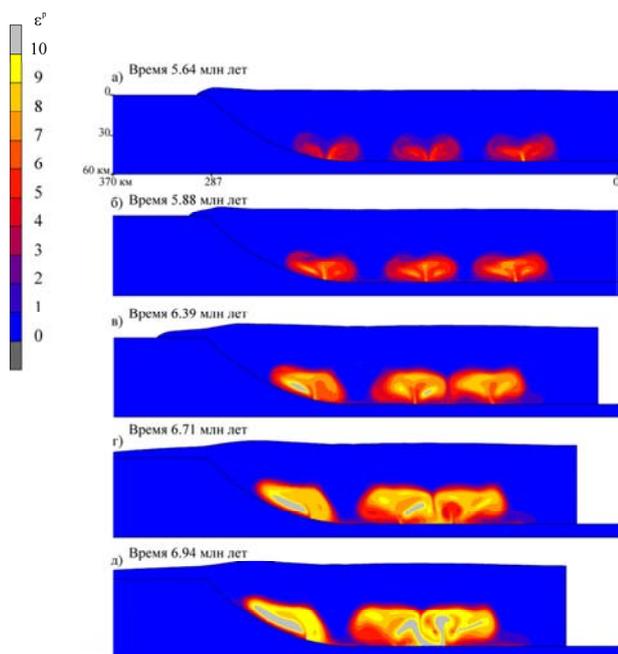


Рис. 1.158. Эволюция вязких деформаций при формировании диапиров и надвиге. Показаны стадии в моменты времени 10.524; 10.759; 11.183; 11.444; 11.622 млн лет после внедрения базитовых интрузий. Шкала интенсивности деформаций: от 0 до 10 (1000 %)

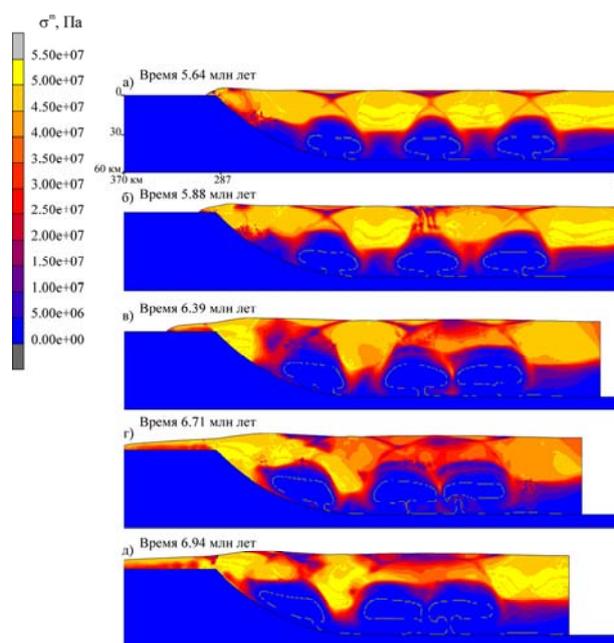


Рис. 1.159. Эволюция поля напряжений при формировании диапиров и надвиге. Показаны стадии в моменты времени 10.524; 10.759; 11.183; 11.444; 11.622 млн лет после внедрения базитовых интрузий. Шкала интенсивности напряжений: от 0 до 64 МПа (предел пластичности пород)

3. Моделирование предсказывает возможность следующего механизма: мантийные магмы вызывают плавление вещества нижней коры в присутствии водного флюида, поступающего на глубинные уровни коры по полого-наклонным разломным зонам. После этого происходит диапировый подъем частично расплавленных масс на более высокие уровни. Потребляемый водный флюид переходит в расплав, понижая его вязкость и плотность. Дополнительный приток H_2O осуществляется при разложении водосодержащих минералов во вмещающей среде. Высота подъема высокотемпературных ядер определяется глубиной перехода от вязкой к упруго-пластической реологии вещества коры. Далее растущий диапир достигает определенной реологической границы и растекается горизонтально. На более высокие уровни эти массы поднимаются в частично расплавленном состоянии в процессе надвигообразования за счет «коллизивной» тектоники.

1.6. АСТРОБЛЕМА ЯНИСЬЯРВИ

Астроблема Янисьярви в современном рельефе совпадает с местоположением одноименного озера, которое находится в Южной Карелии примерно в 20 км к северу от Ладожского озера. Эта астроблема относительно хорошо изучена благодаря своей доступности многими авторами [Dence, 1971; Масайтис и др., 1975, 1980; Фельдман и др., 1981; Сазонова, 1983; Müller et al., 1990; Raitala, Halkoaho, 1992; Вишневский и др., 1997, 2002, 2004; Козлов и др., 1998; Jourdan et al., 2008; Цельмович и др., 2015; Горшкова, Сергиенко, 2016 и др.]. Как и многие древние астроблемы, она значительно видоизменена из-за влияния эрозии и других экзогенных геологических факторов, но при этом у нее сохранился комплекс характерных пород и специфические параметры минералов, в совокупности проливающие свет на условия преобразования и эволюции пород района при ударном воздействии космического тела. В данном разделе используется опубликованный материал большинства указанных авторов, дополненный нашими новыми данными, полученными в последние годы, особенно в части изучения поведения U-Pb и Rb-Sr изотопных систем в импактитах и породах рамы.

Кратер астроблемы Янисьярви диаметром примерно 14 км достаточно отчетливо проявлен на космических снимках (рис. 1.160).

Мишенью для кратера послужили метаморфические породы ладожской серии раннего протерозоя, среди которых преобладают кварц-биотитовые, двуслюдяные сланцы, а также различные гнейсы; спорадически отмечаются мрамора и известняки подстилающей сортавальской серии. Кроме слюд

и кварца в породах могут присутствовать ставролит, андалузит, кордиерит, гранат, плагиоклаз. Метаморфизованные осадки ладожской серии в районе астроблемы имеют крутые углы падения (60–90°) и преимущественное простирание в северо-западном направлении. Линейная складчатость осложнена более мелкими складками второго порядка. На северном берегу оз. Малое Янисъярви обнажаются вулканогенно-осадочные образования соанлахтинской свиты (людиковий) – карбонатно-кварцево-биотитовые сланцы, доломиты, углерод- и сульфидсодержащие сланцы туфогенной природы, металавы базальтов. Степень метаморфизма пород в районе кратера определяется принадлежностью их к биотитовой, гранатовой и ставролит-андалузитовой зонам зонально-метаморфизованного комплекса с РТ-условиями преобразования 460–580 °С, 3–4 кбар. Время регионального метаморфизма этих пород, судя по результатам определения Sm-Nd возраста граната и U-Pb – монацита, составляет ~1790–1800 млн лет [Балтыбаев и др., 2009в].

Коренные выходы импактитов можно наблюдать на маленьких островах в центре оз. Большое Янисъярви, а также на м. Леппяниemi (рис. 1.161). Аллогенная брекчия (рис. 1.162) встречается на берегу озера юго-западнее м. Леппяниemi и на о. Хопесаари. Зювиты и тагамиты (рис. 1.163) выходят на о-вах Пиени- и Исо-Селькясаари, Хопесаари и на м. Леппяниemi. Отдельные валуны тагамитов встречаются на галечных пляжах юго-восточного берега озера.



Рис. 1.160. Изображение кратера Янисъярви (в центре), полученное спутником Landsat 7. В современном рельефе кратер представлен акваторией оз. Янисъярви

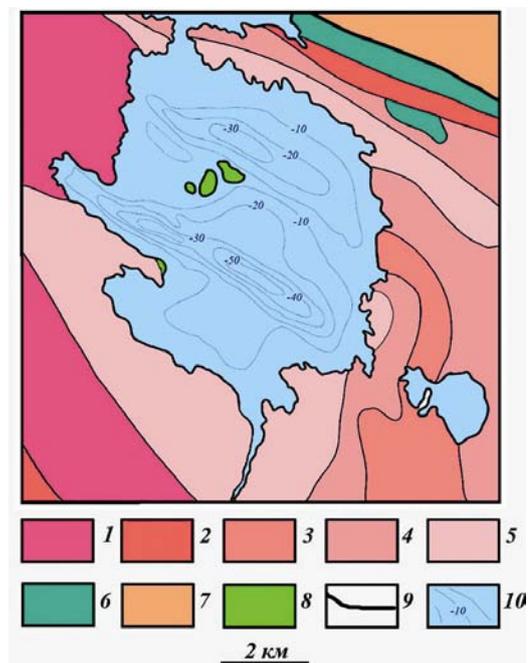


Рис. 1.161. Схематическая геологическая карта района метеоритного кратера Янисъярви (по: [Импактиты, 1981]:

1 – свита пялкъярви; 2–5 – свита наатселькя, подсвиты: 2 – нерасчлененная, 3 – нижняя, 4 – средняя, 5 – верхняя; 6 – ранний – средний протерозой; 7 – габбро-диабазы; 8 – импактиты; 9 – разрывные нарушения; 10 – изобаты оз. Янисъярви

Представляется, что аллогенная брекчия и зювиты перекрываются тагамитами. Данные о внутреннем строении кратера Янисъярви противоречивы. С одной стороны, предполагается, что кратер имеет простое строение – центральное поднятие отсутствует [Импактиты, 1981], тогда как другие исследователи предполагают наличие центральной горки [Масайтис и др., 1980].

Тагамиты представляют собой массивные миндалекаменные породы с хорошо выраженной столбчатой и плитчатой отдельностью, содержащие небольшое количество (до 10 %) разноразмерных (от 1–3 мм до 70 см) обломков пород мишени с признаками ударного метаморфизма. Миндалины сферической морфологии до 2–3 см в диаметре обычно выполнены хлоритом, кварцем, реже – халцедоном, кальцитом. Матрикс породы почти полностью раскристаллизован в мелкозернистые агрегаты плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца с более крупными выделениями ромбического пироксена, амфибола, биотита, скелетных кристаллов кордиерита [Масайтис и др., 1980; Вишневицкий и др., 2002].



Рис. 1.162. Контакт аллогенной брекчии и тагамитов на о. Пиени-Селькясаари [источник: Мир Самоцветов, 2018]



Рис. 1.163. Коренные выходы тагамитов на о. Хопесаари [источник: Мир Самоцветов, 2018]

Аллогенные брекчии состоят преимущественно из угловатых несортированных обломков (размер 1–200 см) пород мишени (рис. 1.162), сцементированных алевро-псаммитовым материалом, содержащим фрагменты минералов (кварц, гранат, графит и др.) ладожских сланцев и небольшое количество раскристаллизованного (хлорит, серицит, кальцит) стекла. Неизменное стекло слагает в брекчиях шлиры и струйные массы, турбулентно перемешанные с обломками пород мишени [Вишневский и др., 2004]. Макроскопически в обломках отмечаются признаки ударного метаморфизма – конусы разрушения и полиминеральные диаплектовые стекла [Масайтис и др., 1980].

Зювиты, породы туфогенного облика, состоят из частично оплавленных или резорбированных обломков ладожских сланцев, реже литокластов, напоминающих металавы соанлахтинской свиты, и в разной степени измененного сильно пористого пемзовидного стекла [Вишневский и др., 2002].

Составы тагамитов идентичны составам пород рамы. Судя по большому сходству петрогеохимических особенностей тагамитов оз. Янисъярви и метаосадков ладожской серии (табл. 1.23) [Масайтис и др., 1980; Ivanikov et al., 2000], а также некоторых валунов зювитов во флювиогляциальных отложениях с породами соанлахтинской свиты, ударному воздействию и плавлению подвергались породы обеих стратиграфических единиц. Состав полнокристаллических расплавных импактитов в отношении главных породообразующих элементов чаще всего отвечает усредненному составу пород мишени (рис. 1.164). Обогащение Ni, Co и Cr не наблюдается.

Таблица 1.23

Химический состав импактитов и вмещающих пород кратера Янисъярви
(по: [Импактиты, 1981])

Компонент	Породы мишени			Тагамиты			Содержание в тагамитах в % к мишени
	n	X	S	n	X	S	
SiO ₂	6	58.84	3.61	8	59.99	0.88	(102.0)
TiO ₂	6	0.73	0.64	8	0.73	0.25	(100.0)
Al ₂ O ₃	6	19.19	2.02	8	18.08	0.37	94.2
Fe ₂ O ₃ общ.	6	8.10	0.81	8	7.07	0.24	87.2
Fe ₂ O ₃	6	2.18	0.53	8	2.05	0.54	93.8
FeO	6	5.33	0.49	8	4.53	0.41	85.0
MnO	6	0.09	0.02	8	0.11	0.12	122.0
MgO	6	2.81	0.31	8	1.96	0.25	69.7
CaO	6	2.19	1.43	8	2.09	0.21	(95.3)
Na ₂ O	6	2.60	1.38	8	2.08	0.20	(80.0)
K ₂ O	6	3.18	0.61	8	3.49	0.82	110.0
P ₂ O ₅	6	0.13	0.39	8	0.14	0.12	(108.0)
H ₂ O	6	0.20	0.63	8	0.94	0.35	47.0
ппп	6	1.64	0.29	8	3.72	0.87	227.0
Li	6	91.7	27.14	8	115	41.40	(125.4)
Rb	6	151.7	55.29	8	162.5	34.54	(107.1)
Cr	6	107	18.97	8	110.3	8.88	(103.0)
Ni	6	64	7.36	8	57.5	11.31	(90.0)
Co	6	37	4.00	8	49.4	22.25	(133.0)
Pb	6	54.2	14.59	8	49.7	16.82	(92.0)
Cu	6	84.6	11.92	8	45.3	15.72	(53.5)
V	6	96.3	25.8	8	90.2	23.0	(94.0)
REE	7	200.3	29.7	8	200.2	10.9	(100.0)
U	7	13.7	10.3	8	13.8	4.6	(101.0)
ThO ₂	7	17.3	1.25	8	17.1	2.0	(99.0)
K ₂ O/Na ₂ O		1.22			1.68		
Fe ₂ O ₃ /(FeO + Fe ₂ O ₃)		0.29			0.31		

Примечание. Для первых четырнадцати компонентов содержания даны в весовых процентах, для остальных – в г/т. n – число анализов; X – среднее содержание; S – среднеквадратичное отклонение. В скобках даны статистически незначимые отличия.

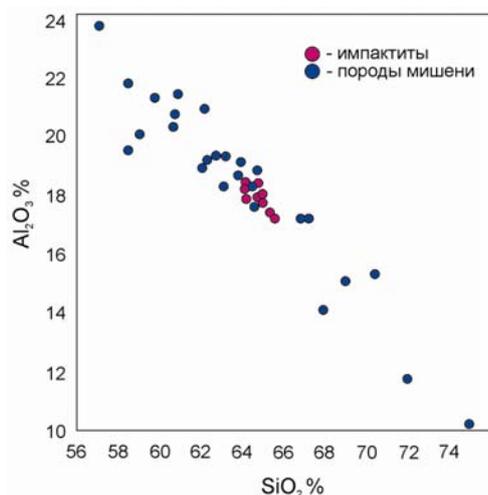


Рис. 1.164. Химический состав расплавных импактитов наследует состав пород мишени и отвечает их усредненному составу. Красные точки – расплавные импактиты, синие – породы мишени. Астроблема Янисъярви, Карелия [Импактиты, 1981]

Спектры распределения редкоземельных и ряда других индикаторных элементов для тагамитов и ладожских сланцев также выявляют большое сходство сравниваемых пород (рис. 1.165).

В импактитах Янисъярви обнаружены высокобарные минералы – стишовит, коэзит [Масайтис и др., 1980 и др.] и кристаллиты алмаза размерностью ~30 нм [Вишневский и др., 2002] в сильно разупорядоченном (турбостратном) графите. Аналогичные графит-алмазные агрегаты встречаются в Попигайской астроблеме [Вишневский, Пальчик, 1975] и могут рассматриваться как частичное мартенситное превращение графита в кубический алмаз при ударных давлениях >35 ГПа [Вишневский и др., 1997].

Миграционная способность химических элементов при ударном воздействии определяется различными факторами. В работе Л. В. Сазоновой с соавторами [2001] были проведены эксперименты по миграции химических элементов, занимающих в минералах различные кристаллографические позиции, в волнах напряжений для главных породообразующих минералов пород мишени кратера Янисъярви, а именно были изучены гранат, плагиоклаз, биотит и ставролит. Внимание было уделено изменениям, происходящим в области твердой фазы до начала плавления минералов на ударных адиабатах (табл. 1.24). Установлено, что во всех рассмотренных минералах наиболее устойчивой позицией оказывается тетраэдрическая: в лейкократовом минерале она устойчива вплоть до его полного плавления, а в темноцветных минералах происходит полное разрушение структуры с образованием новых фаз в следующей последовательности: биотит (33 ГПа) – ставролит (36 ГПа) – гранат (40 ГПа). Миграция катионов начинается в биотите (К и Fe при P = 31 ГПа) и гранате (Fe при P = 31 ГПа), в плагиоклазе (Na, Ca при P = 32 ГПа). Наиболее устойчивым на твердофазной стадии преобразований оказался ставролит, у которого миграции Fe и Al устанавливаются при 33 ГПа (табл. 1.24).

Таблица 1.24

Изменения химических составов минералов при прохождении сферической сходящейся ударной волны
(по: [Сазонова и др., 2001])

Минерал	Гранат (Grt)	Плагиоклаз (Pl)	Биотит (Bi)	Ставролит (St)	Ряды нарастания интенсивности миграции различных элементов в минералах
Формула минерала	$(\text{Fe}^{2+}\text{MgMnCaK})_3(\text{AlTi})_2[(\text{SiAl})_3\text{O}_{12}]$	$(\text{NaCa})[(\text{SiAl})_4\text{O}_8]$	$\text{K}_2(\text{Fe}^{2+}\text{Mg})_{6-4}(\text{AlFe}^{3+}\text{Ti})_{90-2}[\text{Si}_{6-5}\text{Al}_{2-3}\text{O}_{20}]_4\text{O}_{0-2}(\text{OH,F})_{4-2}$	$(\text{Fe}^{2+}\text{MgMn})_2(\text{AlFe}^{3+}\text{Ti})_9\text{O}_6[\text{SiO}_4]_4(\text{O,OH})_2$	
Тип минерала	Островной с изолированными тетраэдрами	Каркасный	Листовой	Островной с изолированными тетраэдрами	
Мигрирующий элемент					
Si	Не знач.	Не знач.	+	+	St(12*)→Bi(13,5)
Al	Не знач.	Не знач.	–	–	St(14) → Bi(3,5)
Ti	Не знач.	Не знач.	Не знач.	Не знач.	
Fe ²⁺	–	+	–	–	Gr(18) → Bi(18) St(14) → Pl(13,5)
Mg	Не знач.	+	–	Не знач.	Pl(13) → Bi(9)
Ca	Не знач.	–	+	+	Pl(16) → Bi(13,5) → St(12)
Na	Не знач.	–	+	+	Pl(16) → Bi(12) → St(7)
K	Не знач.		–	Не знач.	Pl(14) → Bi(18)

Примечание. Отмечено закономерное увеличение «+» или уменьшение «–» содержания элемента в минерале от края к центру. «Не знач.» – отсутствие значимого изменения содержания элемента в минерале. * – цифры в скобках указывают в мм расстояние от центра шара, на котором начинается миграция элемента.

Термомагнитный анализ магнитной восприимчивости тагамитов показал наличие трех магнитных фаз (титаномагнетит) с различным содержанием титана (точка Кюри 300–400 °С – содержание титана около 30 %, точка Кюри 520–600 °С – содержание титана несколько процентов) и гидроокислов железа (точка Кюри 120–180 °С) [Горшкова, Сергиенко, 2016]. Магнетит часто встречается в виде микронных размеров шариков с дендритовой структурой и газовыми порами (рис. 1.166), что в совокупности с присутствием нитевидных выделений самородных Ni и Fe, вюстита, интерметаллидов FeCrNi, NiAl, FeAl, углеродистых микросфер является дополнительным индикатором космогенного импактного происхождения рассматриваемых пород [Вишневский и др., 2004; Цельмович и др., 2015].

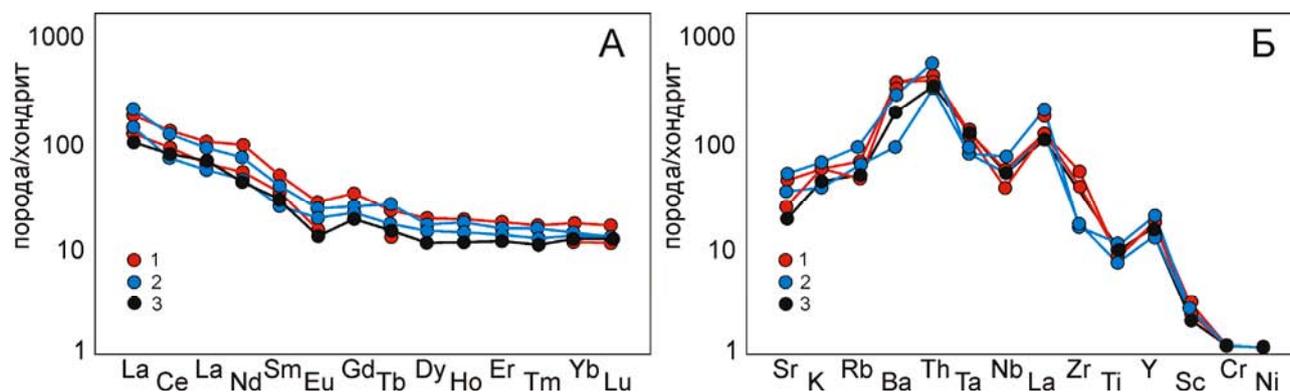


Рис. 1.165. Спектры распределения РЗЭ (А) и спайдер-диаграмма (Б) для тагамитов Янисьярвинской астроблемы, пород мишени (ладожских сланцев) и постархейских сланцев (PAS) по [Taylor, McLennan, 1985] с использованием данных [Ivanikov et al., 2000; Котова и др., 2009]. Содержания элементов нормированы по хондриту C₁ [McDonough, Sun, 1995]:

1 – тагамиты Янисьярви; 2 – ладожские сланцы района оз. Янисьярви; 3 – PAS средние содержания в постархейских сланцах по [Taylor, McLennan, 1985]

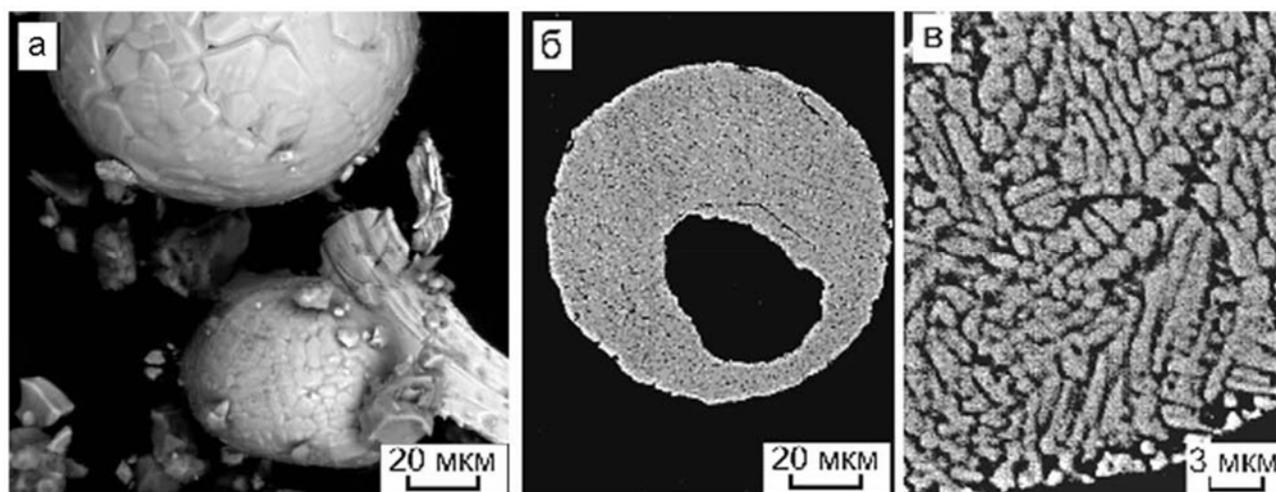


Рис. 1.166. Магнетит из импактных стекол Янисьярви:

а – магнетитовый шарик с оплавленной коркой [Цельмович и др., 2015]; б – матовый магнетитовый шарик с дендритовой микроструктурой и газовой порой; в – фрагмент матового магнетитового шарика: дендриты магнетита в оксидно-силикатной матрице [Вишневский и др., 2004]

Присутствие новообразованных вюститита, самородного железа и магнетита определяет температуру импактного расплава, соответственно, >1370 °С, >1530 °С и >1590 °С и восстановительный флюидный режим ($fO_2 < 10^{-8} - 10^{-9}$) [Вишневский и др., 2004]. По другим данным [Сазонова, 1983], температура расплава была не менее 1700 °С, т.е. расплав был перегрет, а скорость его остывания достигала $n10$ град/сек, о чем свидетельствуют скелетные формы образующихся кристаллов, их мелкогабаритность ($n10$ мкм) и резко выраженная зональность. Средний химический состав тагамитов Янисьярви соответствует андезито-дацитам с содержанием индиалита до 40 % (высокотемпературная модификация кордиерита). Столь высокое содержание индиалита не характерно ни для каких вулканических пород, так как в системе FeO-Al₂O₃-SiO₂ он кристаллизуется при T > 1400 °С. В расплавных импактитах нередко находят лешательерит (кварцевое стекло как результат плавления кварца), оплавленные и проплавленные рутил, циркон, бадделейт, возникающий при высокотемпературном разложении циркона. Эти данные указывают, что во многих случаях температура импактного расплава достигала 1700–1800 °С.

Необычной особенностью импактитов астроблемы Янисьярви является отсутствие (или большая редкость?) полных параморфоз алмаза по исходному углеродистому веществу, несмотря на повсеместное присутствие графита. В большинстве других астроблем (Попигайской, Рисской, Лаппаярви и т.д.)

наличие исходного графита – определяющий фактор их алмазоносности. Объяснение этому заключается, вероятно, в том, что на момент импактного события графита в породах мишени еще не было, а углеродистое вещество в них было в виде угля и шунгита, по которым образовались частичные параморфозы алмаза, представленные мельчайшими кристаллитами, – описываемое называют мартенситным превращением гексагональных ароматических пакетов угольной структуры или диффузным преобразованием аморфного вещества шунгитов [Вишневский и др., 2004]. Вследствие несовершенства структуры исходного углеродистого вещества и исключительно малой (~0.1 с) длительности ударного воздействия его преобразование в алмаз носило частичный, неполный характер. Отметим, что структуры и текстуры пород крайне неоднородны, что связано с быстрым падением температуры перегретого расплава, насыщенного разным количеством относительно холодных обломков мишени (рис. 1.167).

Изотопные данные о времени образования астроблемы Янисъярви

Изотопный возраст астроблемы ^{39}Ar - ^{40}Ar методом по импактному стеклу оценен в 682 ± 4 млн лет [Jourdan et al., 2008]. Эта оценка значительно расходится с «палеомагнитным» возрастом по титаномагнетиту – 900–850 млн лет или 500 млн лет [Salminen et al., 2006]. Для уточнения вопроса о времени импактного события мы дополнительно провели изучение пород астроблемы с применением U-Pb и Rb-Sr изотопных систем.

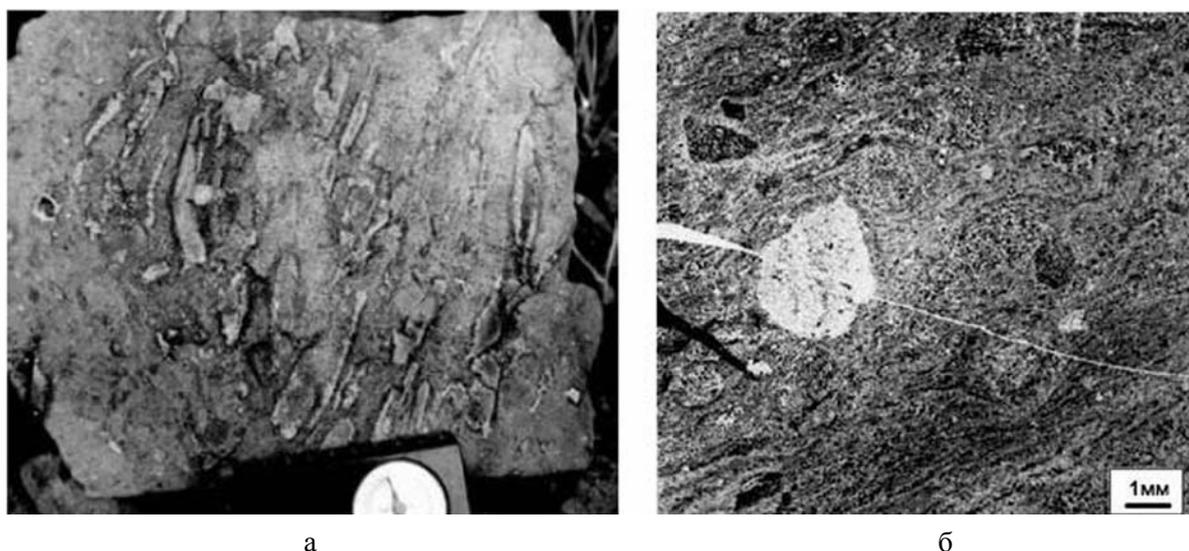


Рис. 1.167. Расплавный импактит с многочисленными обломками пород мишени, видна ориентировка обломков вытянутой формы (а), флюидалная текстура с многочисленными мелкими обломками минералов и пород мишени (б). Астроблема Янисъярви, Карелия (фотографии Л. В. Сазоновой)

Возможность U-Pb датирования астроблем по «импактному циркону» успешно показана на примере таких метеоритных кратеров, как Мороквенг, Южная Африка [Hart et al., 1997]; Миникауган, Канада [Hodych, Dunning, 1992; Wielicki et al., 2012], и др.

Анализ поведения U-Pb изотопной системы в цирконах

Для проведения U-Pb датирования и исследования поведения U-Pb системы в цирконе при ударном метаморфизме нами были отобраны образцы расплавных импактитов с острова Исо-Селькясаари и ксенолиты ладожских сланцев из зювитов острова Исо-Селькясаари (рис. 1.168).

Всего из проб общим весом около 10 кг удалось выделить девять зерен циркона: три из расплавных импактитов, два зерна из ксенолита 10_2 и четыре из ксенолита 10_3. Предварительное изучение зерен методом катодолюминесценции показало, что для большинства зерен сохранилась первичная магматическая зональность (рис. 1.169). Гранулярной текстуры, характерной для циркона, претерпевшего сильный импактный метаморфизм [Schneider et al., 2016], не наблюдалось. Выделенные зерна циркона были проанализированы на приборе SHRIMP-II ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Изотопный состав U и Pb цирконов меняется в широких пределах (табл. 1.25), что отражается на диаграмме значительным разбросом фигуративных точек составов циркона (рис. 1.170).

U-Pb изотопный состав циркона из пород астроблемы Янисьярви

№ анализа	U, г/г	Th, г/г	²⁰⁶ Pb _R , г/г	²⁰⁶ Pb _C , %	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± 1s	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	± 1s	D, %	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb _R	± %	²⁰⁷ Pb _R / ²⁰⁶ Pb _R	± %	²⁰⁷ Pb _R / ²³⁵ U	± %	²⁰⁶ Pb _R / ²³⁸ U	± %	err corr
_6.1	401	200	54.8	2.14	0.51	932	9	1285	78	786	49	38	6.4290	1.1	0.0837	4.0	1.79	4.1	0.1555	1.1	0.261
_5.1	327	204	48.9	0.90	0.64	1024	10	1060	57	1083	29	3	5.8084	1.1	0.0747	2.8	1.77	3.0	0.1722	1.1	0.352
_4.1	95	36	14.8	0.75	0.39	1066	15	980	152	1010	121	-8	5.5624	1.5	0.0718	7.5	1.78	7.6	0.1798	1.5	0.202
10.2a	1407	404	200.9	0.13	0.30	990	8	1194	35	957	18	21	6.0235	0.9	0.0799	1.8	1.83	2.0	0.1660	0.9	0.455
10.2b	230	154	36.3	-0.04	0.69	1090	11	1094	35	1073	20	0	5.4264	1.1	0.0759	1.7	1.93	2.1	0.1843	1.1	0.541
10.3a	367	340	101.9	0.15	0.96	1804	19	1935	23	1790	32	7	3.0960	1.2	0.1186	1.3	5.28	1.8	0.3230	1.2	0.683
10.3b	217	74	70.0	0.25	0.35	2052	20	1958	27	1960	74	-5	2.6676	1.1	0.1201	1.5	6.21	1.9	0.3749	1.1	0.598
10.3c	372	231	153.0	0.21	0.64	2516	20	2833	12	1907	33	13	2.0946	1.0	0.2009	0.7	13.22	1.2	0.4774	1.0	0.802
10.3d	349	157	138.5	0.32	0.46	2441	21	2655	12	2369	54	9	2.1722	1.0	0.1802	0.7	11.44	1.3	0.4604	1.0	0.814

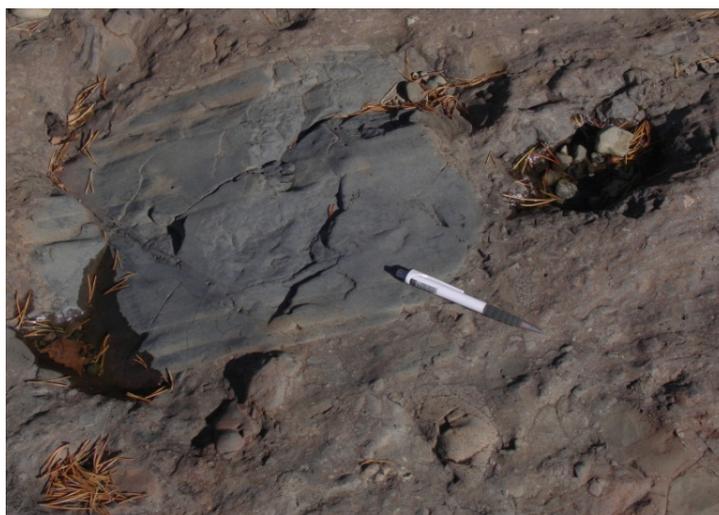
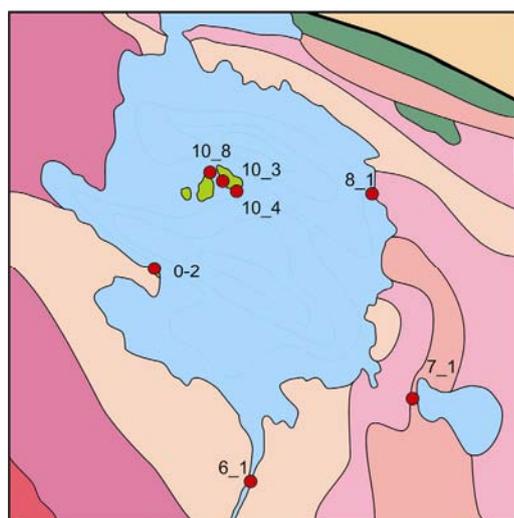


Рис. 1.168. Геологическая схема (см. рис. 1.161) с указанием места отбора и номеров проб для изотопного анализа (слева). На правом рисунке – образец расплавленного импактита с ксенолитом породы рамы

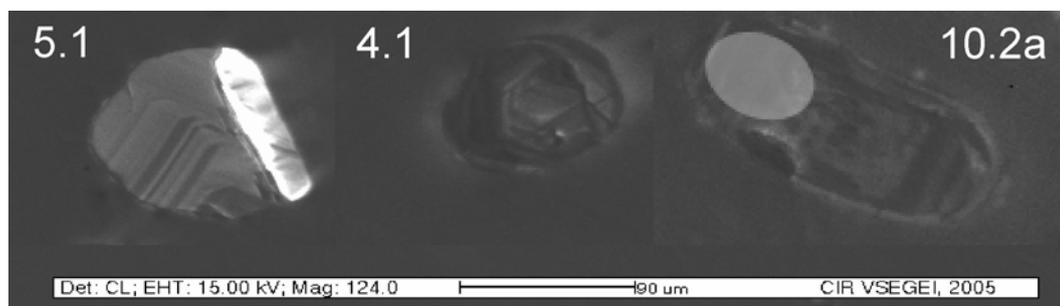


Рис. 1.169. Катодолуминесцентные изображения циркона из астроблемы Янисьярви. 5.1 и 4.1 – циркон, выделенный из расплавленного импактита; 10.2a – циркон из ксенолита вмещающих пород в расплавленном импактите

Среди девяти проанализированных зерен для пяти было получено близконкордантное значение возраста около 1 млрд лет. Остальные зерна имеют дискордантный возраст, который близок к возрасту регионального метаморфизма (1800 млн лет) или возрасту источника сноса осадочного материала ладожской серии (поздний архей). Несмотря на то что U-Pb система хорошо себя зарекомендовала при определении возраста импактных событий, к интерпретации получаемых данных стоит подходить с особой осторожностью, так как как в метеоритных кратерах небольшого и среднего размеров новообразование «импактного циркона» в расплаве – событие очень редкое [Schneider et al., 2015]. И, как было отмечено выше, текстурных признаков сильного импактного метаморфизма в исследованных зернах циркона не отмечено. В то же время оснований связывать полученное значение возраста с каким-то иным событием на Фенноскандинавском щите нет, ввиду того что события этого возраста нигде в Северном Приладожье никак не проявлены [Балтыбаев и др., 2009в].

При интерпретации полученных данных следует также иметь в виду, что цирконы, выделенные не только из импактного расплава, но и из ксенолита ладожского сланца, имеют изотопный U-Pb возраст около 1 млрд лет. Из этого следует, что хотя новообразование циркона около 1 млрд лет назад и нельзя исключать, но должен существовать и другой механизм омоложения древнего циркона (из сланцев). Например, твердофазная коротковременная перестройка циркон – реидит могла перезапустить изотопную систему.

Установлено, что при экспериментальном нагревании циркона до 1674 °С происходит его твердофазное разложение на бадделеит и кварц, которое сохраняется до 1688 °С. При резком охлаждении происходит обратная перестройка в циркон [Камаев и др., 2004]. Эта перестройка также может способствовать потере свинца цирконом. Однако вероятность попадания изученных цирконов в этот интервал температур хотя и не исключается, но достаточно мала. Дополнительно, предполагается, что как раз такого рода процессы ответственны за появление гранулярной текстуры циркона с кластерами бадделеита [Schneider et al., 2016]. Также исследователями отмечается, что возрасты, получаемые по гранулярному циркону, обычно занижены [Kamo et al., 1996; Renne et al., 2013].

Суммируя различные аспекты рассматриваемого вопроса, можно сделать вывод, что миллиардный U-Pb изотопный возраст циркона может быть обусловлен, предположительно, одним из следующих факторов:

- 1) Новообразованием циркона в импактном расплаве.
- 2) 100 % потерей радиогенного Pb в результате перестройки циркон – реидит при ударном воздействии.
- 3) 100 % потерей радиогенного Pb в результате температурной перестройки: циркон – бадделеит + кварц – циркон.
- 4) 100 % потерей радиогенного Pb в результате диффузии из-за термального воздействия на циркон.

Нами была рассмотрена и количественно оценена (табл. 1.26) возможность диффузии Pb из циркона при экстремальном высоком термальном воздействии. Для количественной оценки этого явления использовались уравнения, описывающие потери химического элемента при термальном воздействии, а именно следующие уравнения диффузии:

$$D = D_0 e^{\frac{-Q}{kT}}$$

$$Q = E_f + E_m$$

$$\varpi = D \Delta C$$

где E_f – энергия, требуемая на образование дефекта, E_m – энергия, требуемая на активацию миграции, Q – энергия активации, k – универсальная газовая постоянная, T – температура среды в момент времени t , D_0 – коэффициент диффузии (частотный фактор), \bar{v} – скорость диффузии, ΔC – градиент концентраций. Значения по энергии диффузии миграции свинца в цирконе взяты из работы [Cherniak, Watson, 2001].

Полученные значения скоростей диффузии свинца приведены в табл. 1.26.

Таблица 1.26

Теоретические расчеты потери Pb в цирконе за счет диффузии

Процент потерь	Средняя температура, °С	Время, в течение которого сохранялась средняя температура
5 %	1000	50 лет
	1200	7 дней
	1400	30 мин
	1300	3.5 дня
	1400	4 часа
	1500	25 мин

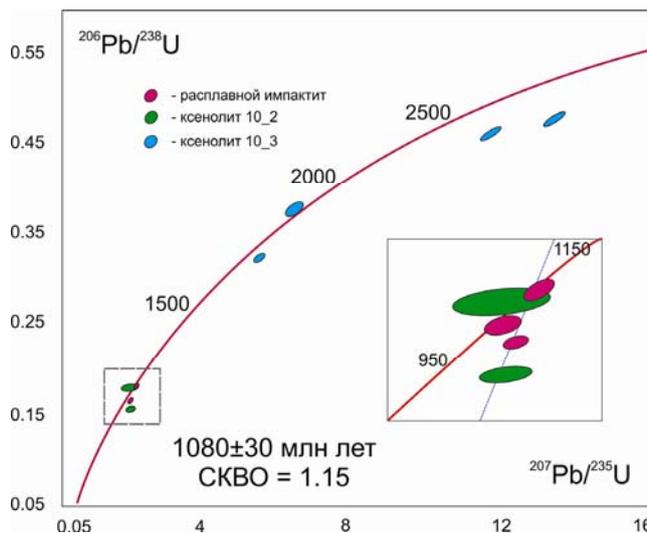


Рис. 1.170. Диаграмма с конкордией для изученных цирконов из кратера Янисъярви

Расчеты показали, что процент потерь радиогенного свинца для ксенолита 10_3 при импакте приблизительно составил 5 %, а процент потери радиогенного свинца для ксенолита 10_2 – около 100 %. Таким образом, можно говорить о возможности 100 % потери радиогенного свинца из циркона при кратковременном температурном воздействии. Следовательно, этим можно объяснить появление циркона с возрастом ~1 млрд лет не только в самих импактитах, а также и в породах рамы.

Таким образом, полученные данные говорят о принципиальной возможности датирования подобного температурного воздействия на основе изучения U-Pb изотопной системы циркона.

Анализ поведения Rb-Sr изотопной системы в расплавных импактитах

Для анализа поведения Rb-Sr изотопной системы из наиболее однородных расплавных импактитов п-ова Ляппяниemi в пределах трех визуально различных слоев было отобрано по три образца. Предполагалось проверить изотопную гомогенность пород по содержанию Rb и Sr в масштабах как одного слоя, так и различных слоев.

По мнению Л. В. Сазоновой [1983], высокая скорость остывания импактного расплава воспрепятствовала гомогенизации Rb-Sr изотопно-геохимической системы как в масштабе всего «тагамитового лавового озера» Янисъярви, так и в объеме его отдельных участков.

Как видно из диаграммы (рис. 1.171), изотопный состав расплавных импактитов п-ова Ляппяниemi отвечает линии смешения расплава из ладожских сланцев с еще одним обедненным рубидием расплавом. Возможно, этот расплав является производным более горячего импактного расплава, потерявшего часть рубидия в результате сильной температурной нагрузки. Не исключено также, что этот расплав характеризуется высоким отношением стронция, что, наоборот, связано с высокой концентрацией некогда существовавшего рубидия.

Полученные данные говорят о том, что относительная изотопная гомогенность достигается как на уровне одного слоя, так и на уровне нескольких слоев. Это может быть связано или с изотопной однородностью источника этого расплава, или с гомогенизацией за счет длительности остывания импактного расплава.

К сожалению, на основе изученных образцов (рис. 1.171, табл. 1.27) не удалось получить оценку возраста структуры по данным Rb-Sr изотопного анализа расплавных импактитов. Можно констатировать, что приблизительный возраст по минимальной дисперсии фигуративных точек отвечает интервалу образования от 500 до 1000 млн лет.

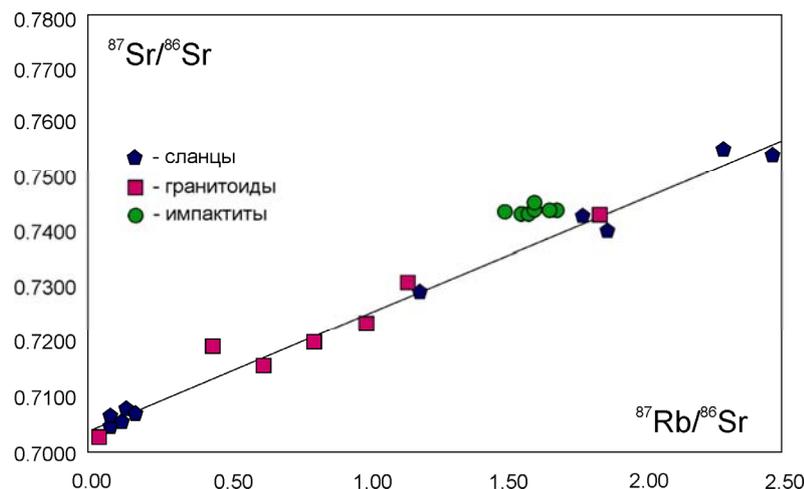


Рис. 1.171. Rb-Sr изотопная система импактитов Янисъярви и пространственно сопряженных с ними пород

Таблица 1.27

Rb-Sr изотопный состав пород из астроблемы Янисъярви

Образец	Rb, мг/т	Sr, мг/т	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	± 2σ
0-2-1a	143.4	260.0	1.6027	0.755858	6
0-2-1б	145.9	263.2	1.6109	0.754561	24
0-2-1в	147.0	257.6	1.6579	0.754549	8
0-2-2a	147.0	246.0	1.6093	0.754164	9
0-2-2б	147.6	235.6	1.6867	0.754568	7
0-2-2в	140.9	252.9	1.4998	0.753014	10
0-2-3a	142.2	240.0	1.5953	0.753805	6
0-2-3б	144.4	249.5	1.5587	0.753636	5
0-2-3в	142.2	239.8	1.5969	0.753341	2
Б-05-185-1 (фон)	65.9	107	1.7842	0.753472	5

Выводы

1. При кратковременном высокотемпературном воздействии возможен перезапуск уран-свинцовой системы циркона.
2. U-Pb возраст структуры Янисъярви около 1080 ± 30 млн лет. Это значение возраста лучше согласуется с палеомагнитными исследованиями (900 млн лет). Расхождения датировок (около 100 млн лет) могут быть связаны с более высокой температурой закрытия изотопной системы относительно температуры Кюри минералов, используемых для палеомагнитного анализа.
3. Ar-Ar (682 ± 4 млн лет) возраст либо отвечает более позднему прогреву коры, либо фиксирует время раскристаллизации импактного расплава. Возможен вариант долгого остывания пород, хотя это не характерно для метеоритных кратеров.
4. Импактный расплав п-ова Ляппяниemi отвечает смеси неизмененного и обедненного рубидием расплава ладожских сланцев. Относительная изотопная гомогенность может говорить о длительности остывания импактного расплава после стадии резкого роста температуры после ударного события и быстрого сброса пиковой температуры.

1.7. АКВАТОРИЯ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА И ПРИЛЕГАЮЩИЕ ТЕРРИТОРИИ**1.7.1. Геологическое строение Ладожского озера по данным опытно-методических и геолого-съемочных работ в пределах озерной акватории**

После первого рекогносцировочного тестового профилирования в бассейне Ладожского озера [Амантов, Спиридонов, 1989] ВСЕГЕИ в течение ряда лет проводило комплексные опытно-методические и геолого-съемочные работы в сотрудничестве с СЗДПР и другими организациями. Они послужили основой изучения геологического строения (с акцентом на исследование дочетвертичных комплексов) и тектоники Ладожского озера. Приоритетную роль в расчленении осадочного чехла играло непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), а также драгирование (более 100 станций пробоотбора) после выявления выходов коренных пород и уточнения их контуров с помощью геолокатора. Значительная часть НСП осуществлялась с максимально возможно низкочастотными параметрами для получения глубинности исследований. Материалы интерпретировались в увязке с многочисленными скважинами суши, включая некоторые острова, и доступными аэромагнитными и гравиметрическими данными. В 1989 г. по заказу СЗДПР была составлена геологическая карта дочетвертичных образований дна озера м-ба 1 : 500 000. В последующие годы сеть профилирования сгущалась, прежде всего в северной и западной частях, до соответствия м-бу 1 : 200 000. Результаты работ частично были отражены в публикациях [Амантов, 1993, 2014, 2016; Amantov et al., 1996; Амантов, Амантова, 2014].

В субаквальной части доминируют комплексы квазиplateформенного и плитного чехла (рис. 1.172), фундамент же имеет ограниченные выходы в шхерной зоне северной части бассейна.

Кристаллический фундамент представлен сложно складчатыми и метаморфизованными до гранулитовой фации архейскими и раннепротерозойскими свекофеннскими (в некоторых трактовках свекокарельскими) комплексами, обнаженными в шхерной зоне северного побережья [например, Шульдинер и др., 1995]. На сейсмограммах НСП отображается как акустический фундамент.

Квазиplateформенный неметаморфизованный чехол достигает значительной мощности, более 1 км, он представлен раннерифейским (телемаркским) и более молодым условно позднерифейско-ранневендским (?) либо позднерифейским (свеконорвежским) комплексами. Последний имеет более ограниченное распространение [Амантов, 2014].

Раннерифейские осадочные и магматические образования [Амантов, 1993; Amantov et al., 1996] доминируют на дочетвертичном срезе в северной части Ладожского озера, где более молодые несогласно залегающие позднерифейско-ранневендские (?) комплексы сохранились лишь фрагментарно в осевых частях отрицательных структур. Северное и северо-восточное крылья рифейской структуры довольно пологие, типично погружение с уклоном 30–50 м на 1 км (2–3°), редко на отдельных участках вдоль восточного крыла достигаются значения в 5–7°. Местами борта осложняются разломами. Отдельные более напряженные антиклинали (5–8° на крыльях) встречены, например, к юго-юго-востоку от пос. Погран-Кондуши и к северо-западу от о. Мантинсаари.

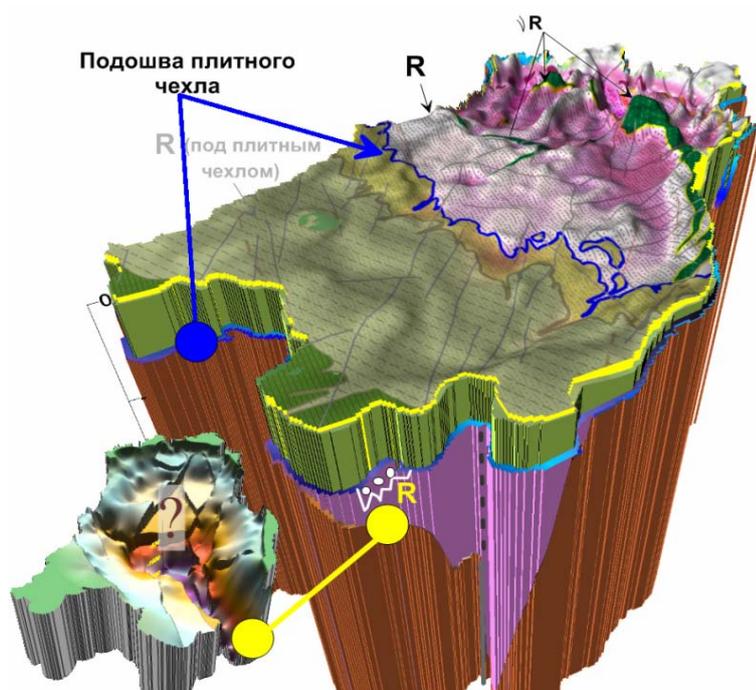


Рис. 1.172. Упрощенная структурная модель района Ладожского озера:

коричневые оттенки – структурные комплексы архейского либо раннепротерозойского возраста (фундамент). Фиолетовые оттенки (R) – рифейский и позднерифейско-ранневендский (?) комплексы квазиplatformенного чехла, vR – важнейшие силлы и дайки рифейского возраста (Валаамский силл и др.). Зеленые оттенки – плитный (ортоplatformенный) чехол, подошва плитного чехла маркирована синим цветом. Серые линии – некоторые допоздненвендские зоны нарушений.

Врезка иллюстрирует предположительную поверхность фундамента

ных датировок Валаамского силла [Amantov et al., 1995] по сравнению с современными [например, Lubnina et al., 2010]. Последние датировки говорят в пользу существования обширного единого бассейна от шведского побережья Балтики до Ладоги во время образования аргиллитов.

Позднерифейско-ранневендские (?) комплексы широко развиты южнее северо-восточного Коневецкого порога, например, в пределах Вуоксинской рубцовой синклинали простирающаяся 100–110°, смыкающейся с северо-западным Пашским грабеном, хорошо известным на суше [Тихомиров, Яновский, 1970]. Она трассируется к югу от острова Коневец. Здесь распространен несогласно залегающий предположительно верхнерифейский комплекс, коррелируемый с прилегающей сушей. Его максимальная мощность по данным НСП – первые сотни метров. В шарнирной части выявлены одна либо две главные линейные синклинали с углами на крыльях до 15° (обычно 8–11°). Через мягкую седловину в центральной части бассейна она сопрягается со сходным менее выраженным линейным прогибом, унаследованно развившимся в зоне главного разлома Пашского грабена.

Плитный чехол имеет денудационное выклинивание и залегает моноклинально в соответствии с характером понижения основания – допоздненвендского пенеппена к юго-востоку (рис. 1.173). Наибольший угол падения отмечается в районе Свирской губы. Чехол представлен преимущественно отложениями позднего венда [Амантов, 2014, 2016], сейсмостратиграфически расчленен детальнее по сравнению с прилегающей сушей (рис. 1.174) и уверенно коррелирован с разрезами скважин побережья. Отдельные дизъюнктивные и пликвативные нарушения осложняют залегание пластов, обычно наследуя выраженные рифейские структурные элементы, такие как Вуоксинская рубцовая синклиналь и Пашский грабен. Например, строго в зоне основного разлома, ограничивающего с юго-запада Пашский грабен, установлена локальная структура типа приразломной антиклинали длиной около 1–2 км и несколько большей длиной сопутствующего структурного носа. Общее смещение до 15 м.

Наиболее сложные дислокации отмечаются в зонах внедрения некоторых магматических тел, таких как протяженные дайки, возможно, двух генераций, несколько отличающихся простиранием роя. Более широкий и протяженный дайковый рой (345–350°) не согласуется с простиранием основных рифейских элементов структуры, выходя далеко за ее пределы.

Уверенно можно говорить о двух или трех эпизодах магматической активности, в зависимости от учета присутствия осадочных пород между масштабными излияниями лав основного состава. Более молодое внедрение даек, силлов и, возможно, штоков в осадочную толщу представлено и наиболее известным Валаамским силлом [Хазов, Попов, 1984]. Оно отделено от завершения излияния базальтов накоплением трансгрессивной последовательности от песчаников до алевролитов и темно-серых («черных») аргиллитов со значительной (с учетом уплотнения в ходе геологической истории) начальной мощностью. Эта формация известна и в других отрицательных структурах окраины щита, таких как Аланд (Aland Sea), но ранее была скоррелирована неточно ввиду омоложен-

Базальная старорусская свита редкинского горизонта разделяется на нижнюю и верхнюю части. Мощность нижней слабо увеличивается в северо-восточном направлении. Подразделение представлено песчано-глинистыми породами, причем роль аргиллитоподобных разностей, по-видимому, возрастает к северо-востоку. По аналогии с сушей также распространены диамиктиты, встреченные при донном опробовании. Между редкинским и котлинским горизонтами (последний сеймостратиграфически легко разделяется не менее чем на три подразделения) фиксируется перерыв с изменением плана бассейнов. В нижней части котлинского разреза, по крайней мере на востоке озера, наблюдаются проградационные клиноформы (тела бокового наращивания), возможно отвечающие песчано-алевролитовым фациям авандельты. Они лучше фиксируются при повышении частоты НСП.

Песчаники, алевролиты и глины ровенского горизонта (относимого либо к верхнему венду, либо к нижнему кембрию), по-видимому, развиты локально на мелководьях вблизи южного побережья озера, но недостаточно охарактеризованы. По периферии выходов денудационно выклинивающихся подразделений плитного чехла сохраняются множественные останцы, что более характерно для редкинского горизонта.

Рельеф коренных пород сложен, контрастен (рис. 1.173) и литоморфен [Амантов, Амантова, 2014]. Даже в юго-восточной части более устойчивые разности верхней части редкинского горизонта и аргиллитов василеостровской свиты котлинского горизонта выражены выположенными уступами (более крутыми склонами). Размах рельефа в северной части превышает 250 м.

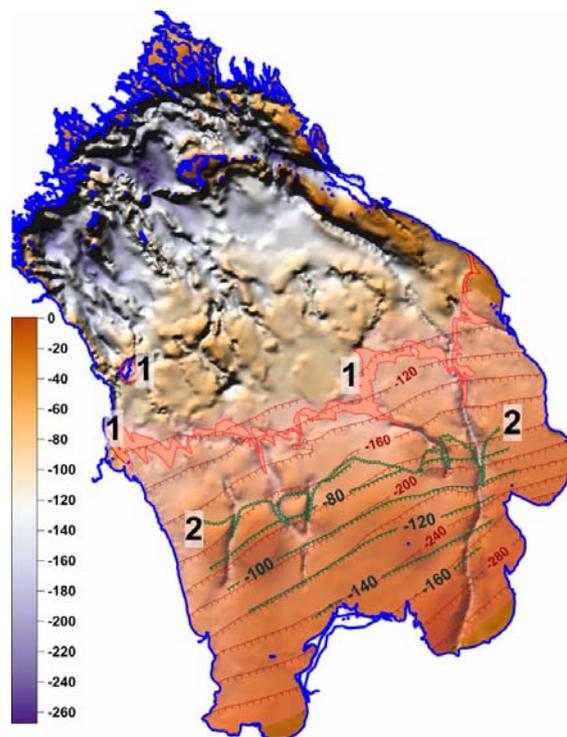


Рис. 1.173. Цвето-теневая карта-основа отображает упрощенный рельеф дочетвертичного субстрата, шкала в метрах. Изогипсы подошвы редкинского (красные линии с бергштрихами) и котлинского (зеленые линии с бергштрихами) горизонтов в метрах. Линии выхода:

1 – редкинского горизонта (ряд маломощных останцов не показан), 2 – котлинского горизонта. Распространение нижней части редкинского горизонта показано оранжевой прозрачной заливкой

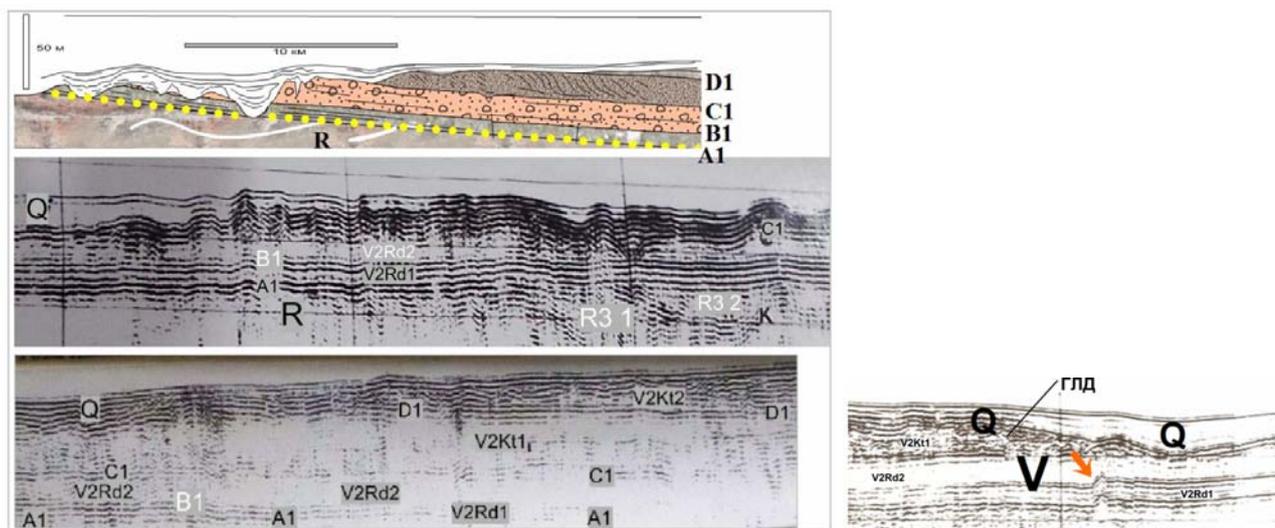


Рис. 1.174. Интерпретация типового разреза по данным НСП, иллюстрирующая выклинивание поздневендского плитного чехла и примеры волновой картины. Основные отражающие горизонты:

A1 – допоздневендское основание, B1 – кровля базальной части редкинского горизонта, C1 – подошва гдовских слоев котлинского горизонта, D1 – подошва василеостровской свиты котлинского горизонта. R – рифейские образования, Q – четвертичные отложения. ГЛД – возможные гляциодислокации. Оранжевая стрелка – тектоническое нарушение залегания

Аномальные мощности четвертичных осадков (до 70–200 м) спорадически отмечаются в разных частях котловины, но имеют дифференцированный зональный характер. На юго-востоке в пределах распространения плитного чехла увеличения мощности связаны, в первую очередь, с линейными погребенными ледниковыми ложбинами, туннельными долинами прорыва ледниковых вод и прочими палеоврезами. В центральной зоне преобладают ледниковые отложения, слагающие характерные возвышенности рельефа, изредка имеющие слабовыраженное коренное ядро. В северной глубоководной зоне аномалии мощности чаще отражают реликтовые останцы по типу «хвостатых скал», образующие линейные возвышенности. Это характерно прежде всего для Западного архипелага. Бортовые зоны вдольбереговых склонов имеют смешанный характер, так что значительные увеличения мощности четвертичного покрова связаны как с линейными ложбинами, так и с плейстоценовыми останцами, срезаемыми в береговом уступе, например, в районе Приозерска.

1.7.2. Моделирование плейстоценового и голоценового развития района Ладожского озера

Рассмотрим моделирование развития региона в плейстоцене с акцентом на теоретическую оценку изостатических движений при базовых сценариях распространения покровных оледенений, поскольку они могли принципиально изменять геолого-геоморфологические условия региона. Современные реконструкции такого типа требуют обоснованных трехмерных симуляций ледниковых щитов во времени и пространстве, расчетов коромантийной реакции на воздействия меняющейся нагрузки, а также визуализации базовых ландшафтных изменений. Наша основная задача – показать общие принципы и результаты такого моделирования, демонстрирующие основные расчетные закономерности и иллюстрирующие потенциальную роль изостатических движений в плейстоценовой истории геологического развития, а также предложить детализированные реконструкции поздне-последледникового развития района Ладожского озера.

Детализация развития палеобассейна в четвертичное время до сих пор очень далека от своего решения. В изучение четвертичной истории развития Ладожского озера существенный вклад внесли исследования А. А. Иностранцева, С. А. Яковлева, К. К. Маркова, В. С. Порецкого, Г. С. Бискэ, С. А. Абрамовой, О. М. Знаменской, Д. Д. Квасова, И. М. Экмана, Г. Ц. Лака, Б. И. Кошечкина, В. И. Хомутовой, Н. Н. Давыдовой, Д. Б. Малаховского, Н. Н. Верзилина, Г. И. Клейменовой, Д. А. Субетто и многих других. Однако целый ряд вопросов об амплитудах движений в плейстоцене – голоцене, неотектонике и палеогеографии региона остается остро дискуссионным, включая оценку роли изостазии и блоковых тектонических движений в дифференцированных движениях [Ладожское озеро, 1978; Малаховский и др., 1993; Севастьянов и др., 2001; Верзилин и др., 2005; Биске и др., 2007; Никонов и др., 2008; Dolukhanov et al., 2009; Верзилин, Клейменова, 2012; Амантов и др., 2016].

Помимо накопленных прямых геологических и геоморфологических данных в решении подобных проблем используются все более сложные комплексные компьютерные симуляции, способствующие лучшему пониманию фактического материала. В результате, исходя из типовых (наиболее вероятных) сценариев развития и деградации плейстоценовых оледенений, мы предложим количественные оценки трансформации береговых линий и их расчетных пределов в зависимости от изостатических, эвстатических и собственно геолого-геоморфологических процессов. При этом большей детальностью отличаются реконструкции последнего поздне-последледникового развития района Ладожского озера, проведенные с учетом таких неотъемлемых компонент изостатических движений, как перераспределение водных масс и осадочного материала.

Методика моделирования

Компьютерное физическое моделирование изостатических движений становится обязательным атрибутом количественных расчетов геолого-геоморфологических пространственно-временных преобразований. Они могут быть связаны с различными продолжительными процессами на значительных площадях и не сводятся лишь к гляциоизостазии.

При прогнозе общего изменения рельефа и береговых линий бывших гляциальных и перигляциальных районов, подверженных влиянию значимых изостатических процессов, применяется физическое моделирование с региональными уточнениями реологических параметров Земли [Lambeck, 1988; Fjeldskaar, 1994; Steffen, Wu, 2011; Peltier, 2004; Amantov, Fjeldskaar, 2013; Peltier et al., 2015; Auriac et al., 2016; Fjeldskaar, Amantov, 2017a, b; Amantov, Fjeldskaar, 2017; Fjeldskaar et al., 2018;

Fjeldskaar, Amantov, 2018]. При этом для реализации 3D симуляций ледниковых щитов во времени используются доступные геолого-геоморфологические данные об их эволюции [например, Hughes et al., 2016]. Формулы и принципы расчетов на изменения нагрузки во времени и пространстве достаточно отработаны [Brotchie, Silvester, 1969; Cathles, 1975, 1980; Fjeldskaar, 1994, 1997]. Тем не менее типы применяемых моделей, реологические параметры литосферы и мантии и степень их пространственной стабильности остаются в значительной мере дискуссионными [Peltier et al., 2015; Auriac et al., 2016; Fjeldskaar, Amantov, 2017a, b], изменяя результаты [Steffen, Wu, 2011; Amantov, Fjeldskaar, 2013; Peltier et al., 2015; Fjeldskaar, Amantov, 2017b]. В качестве основной модели при моделировании принималась вязкость мантии порядка 10^{21} Па/с, возможное наличие редуцированной специфической астеносферы мощностью менее 150 км и вязкостью ниже $7 \cdot 10^{19}$ Па/с при изгибной жесткости литосферы порядка $5 \cdot 10^{23}$ Нм (экв. Те ~40 км). Для большей объективности также использовались иные параметры изгибной жесткости в диапазоне широко применяемых в мировой практике моделей с большей жесткостью литосферы в интервале 40–120 км. Для уточнения изгибной жесткости литосферы нами использован «метод пенеплена» [Amantov, Fjeldskaar, 2017], позволяющий сопоставлять фактическую и расчетную деформацию поверхностей планации под тяжестью осадочного чехла с акцентом на релевантные детали рельефа допоздневендского основания для окраины Балтийского щита [Амантов, 2014]. Уточнение скорости релаксации при перераспределении воды в пределах крупных бассейнов позволяет уточнить оценочную вязкость мантии и наличие либо отсутствие слоев «быстрого реагирования», например, на уровне астеносферы. При моделировании мы учитывали разные возможные варианты, не ограничиваясь упомянутыми параметрами. Несмотря на принципиальные отличия некоторых реологических моделей, их результаты и диапазон погрешностей легко сопоставляются. Наличие слоя или слоев измененной вязкости на уровне астеносферы, например, существенно ускоряет начальную реакцию изостатического ответа, также различна амплитуда и геометрия периферического поднятия [Fjeldskaar, Amantov, 2017b]. В платформенных условиях с равнинными ландшафтами диапазон определения изгибной жесткости литосферы может, к примеру, принципиально изменить рисунок древней речной сети и палеоводоразделов [Amantov, Fjeldskaar, 2017]. Данные геолого-геоморфологического контроля на сегодня недостаточны для окончательных выводов в пользу тех или иных построений, а модели, безусловно, будут усложняться, возможно, с компромиссными тенденциями.

Применяемые современные модели высокого разрешения уже обязательно дополнительно учитывают изменения водных масс (гидроизостазию) и перераспределение осадочного материала [Amantov et al., 2011; Amantov, Fjeldskaar, 2013; Амантов, Амантова, 2017; Amantov, Fjeldskaar, 2017], а также специфические детали развития в позднем голоцене [Fjeldskaar et al., 2018]. Условно, для простоты понимания, гидроизостазию также можно разделить на две составляющие – глобальную и локальную. Глобальная связана с реакцией океанического дна и шельфов на эвстатические флуктуации, а также со значительно большей сопутствующей реакцией суши противоположного знака [Amantov, Fjeldskaar, 2017], поскольку площадь мирового океана в ~2.45 раза выше. Это обстоятельство повсеместно принципиально меняет расчетные параметры относительного уровня моря во времени и пространстве, не позволяя формально использовать известные кривые эвстатических колебаний при палеогеографических реконструкциях. Локальная гидроизостазия – дополнительные отклонения движений в районах крупнейших озерных бассейнов (таких как Ладожское озеро), вызванные местными продолжительными изменениями релевантной нагрузки.

Для уменьшения погрешностей важны точные временные реконструкции осцилляций ледникового щита, характер дегляциации и гляциологическая корректность оценки мощности ледников. Была использована методика предыдущих разработок [Amantov, Fjeldskaar, 2013], но вводимые границы положения края оледенений учитывали возможный диапазон отклонений положения ледника по обновленной датированной базе данных [Hughes et al., 2016]. Необходимые для расчета гляциоизостазии модели возможного развития оледенений в данной работе строились по упомянутым принципам реконструкции потенциальной мощности ледового покрова с временным шагом 1000 лет для Валдайского оледенения [Amantov, Fjeldskaar, 2013], начиная с 32 000 кал. лет назад, но с детализацией интервала 12–14 000 кал. лет назад [Амантов, Амантова, 2017], в который происходило сокращение покрова в предглинтовой низменности, Финском заливе, Ладожской котловине и на обрамляющих возвышенностях. Моделирование носило примерный оценочный характер в случае более древних ледниковых щитов, с привлечением традиционных гляциологических представлений, эвстатических и климатических изменений по шкале криохрон морских изотопных стадий МИС, особенностей рельефа

[Amantov et al., 2011], а также физических расчетов компенсационных изостатических движений по изложенным принципам [Fjeldskaar, Amantov, 2017a, b]. При реконструкции мощностей льда значительное внимание уделялось деталям базальной поверхности и литологии субстрата [Amantov et al., 2011; Amantov, Fjeldskaar, 2013]. Такой существенный дополнительный фактор, как мощность и характер вечной мерзлоты [Amantov, Fjeldskaar, 2017], оценивался решением задачи Стефана в условиях приблизительного упрощенного климатического сценария [Fjeldskaar, Amantov, 2017a].

Для района Ладожского озера важна прогнозируемая дифференциация мощности льда в связи с контрастным рельефом и длительным контролем растекания льда Валдайско-Онежским (Карбоновым) уступом. Ожидаемая зональность динамики ледникового покрова связана с максимальной скоростью вдоль оси Ладожско-Ильменского потока, что должно было принципиально воздействовать на рельефообразующие процессы в Ладожской котловине [Амантов, Амантова, 2014], а также со стагнацией в пределах обрамляющих с запада и востока Лемболовской, Западно-Карельской возвышенностей и Шокшинской гряды, где до экспансии ледового покрова эпизодически могла развиваться вечная мерзлота мощностью в сотни метров. Такая трактовка находит подтверждение в низком эрозионном воздействии льда на возвышенностях, большей роли аккумуляции и площадном сохранении в их пределах более полных разрезов плейстоцена [Малаховский и др., 1969]. Объемные реконструкции Валдайского щита, например, прогнозируют его малую мощность в первые сотни метров, дифференцированную в зависимости от рельефа субстрата. В качестве базового сценария принималась более ранняя дегляциация возвышенностей с возможным длительным сохранением массивов мертвого льда в благоприятных понижениях рельефа. Существенна для расчетов и общая продолжительность оледенения [Larsen et al., 2016], фиксируемая известными межстадиальными отложениями ленинградского горизонта, не позволившая достичь полного гляциоизостатического прогибания при суммарной продолжительности распространения последнего ледникового покрова менее 10–13 тысяч лет. Кроме того, важную роль в местных изменениях изостатического ответа должны были играть возможные осцилляции края ледникового щита, например, во время формирования известных озерно-ледниковых отложений охтинского межстадиала, залегающих на морене лужского стадиала и перекрывающихся ледниковыми отложениями невского [Малаховский и др., 1969]. Результаты для вариантов моделей на всех этапах сопоставлялись с геолого-геоморфологическими данными.

Параллельно рассчитываемая модель развития всего Балтийского региона позволяла контролировать примерную продолжительность отрезков развития в морских и озерных (ледниково-озерных) условиях с контролем положения общего и местных базисов эрозии во времени.

Глобальные эвстатические изменения во времени [Fairbridge, 1961] учитывались по сводной усредненной кривой по известным [например, Fairbanks, 1989] кривым океанических островов с геоидальными и другими поправками. Используемая кривая приведена на рис. 1.175, А в сравнении с кривыми изостатического поднятия района Ладожского озера (рис. 1.175, В).

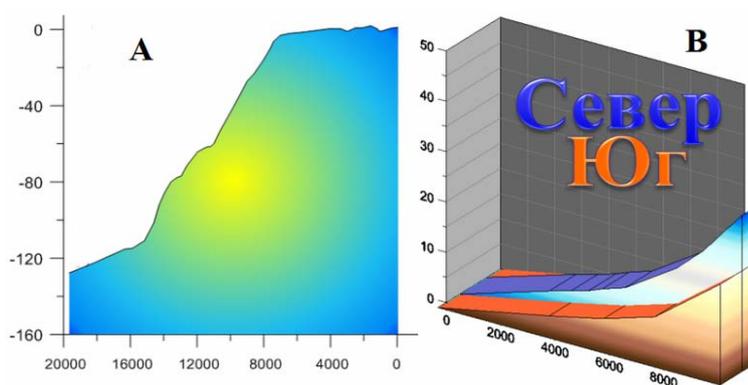


Рис. 1.175. А – Используемая кривая эвстатических изменений, В – упрощенные графики поднятия береговых линий во времени для северо-западной (синий цвет) и юго-восточной Ладоги (оранжевый цвет): по оси X – время (календарных лет назад), по оси Y – изменение высотных отметок в метрах

При реконструкции изменения ландшафта за счет изостатических движений, перераспределения осадочного материала, эвстатических колебаний, вариациях уровней крупных приледниковых бассейнов проводится общий суммарный перерасчет с приведением нагрузки в единый водный эквивалент с пересчетом плотностей.

Далее мы постараемся показать, какой геодинамический вклад в развитие региона могли внести различные оледенения, оценить максимальный диапазон вертикальных движений и соответствующие крайним состояниям ландшафты при типовых сценариях развития и распада ледниковых покровов.

Развитие района в плейстоцене

Рост оледенений в пределах пояса кайнозойских возвышенностей западной Атлантической окраины [Hughes et al., 2016; Larsen et al., 2016] при благоприятных климатических условиях (рис. 1.176) приводил к быстрому продвижению границы зарождающегося ледового покрова по западным склонам Ботнической низменности, превращающейся в ледосборный бассейн (рис. 1.177). В таком базовом сценарии на отдаленный от ледникового края район Ладожского озера оказывали существенное влияние лишь эвстатические изменения и сопряженные гидроизостатические движения.

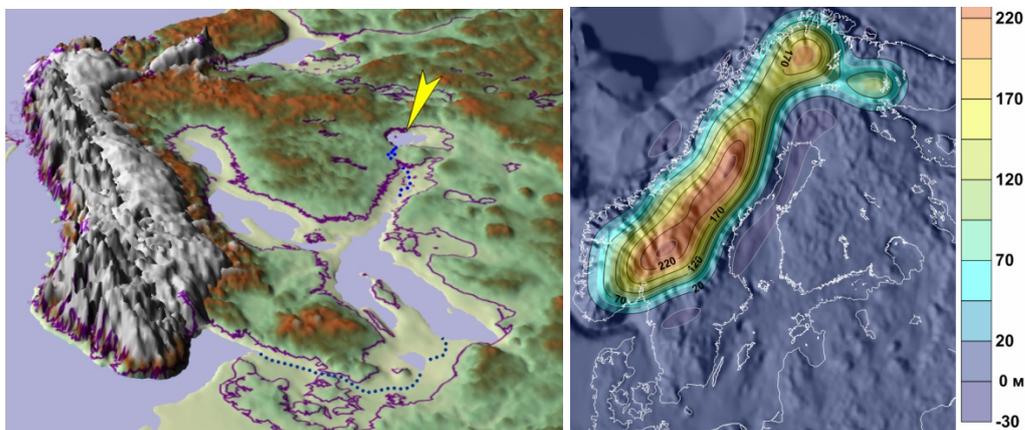


Рис. 1.176. Начальная стадия развития последнего оледенения. Здесь и далее учитывается изменение топографии с учетом изостатических процессов, а также перераспределения осадочного материала. На левом рисунке желтой стрелкой выделено Ладожское озеро, серыми оттенками показан ледниковый щит, синим – водные бассейны, синим пунктиром – некоторые системы речного стока. Изобазы возможных гляциоизостатических движений приведены на правом рисунке

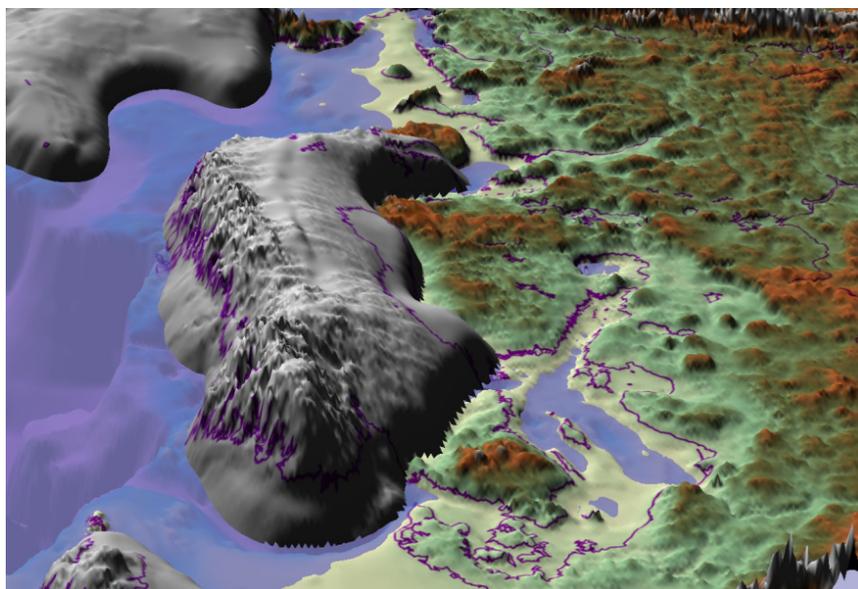


Рис. 1.177. Прогрессивная «Ботническая» стадия на примере возможного развития последнего оледенения. Здесь и далее названия предложены не строго временным, но условным стадиям пространственного распространения во время благоприятных криохрон МИС

Дальнейшему быстрому распространению щита в восточном направлении препятствовал геоморфологический барьер – восточный склон Ботнической низменности и южная Аландская седловина. Он определялся препарированным допоздневендским – докембрийским пенепленом (рис. 1.178). Заметим, что в силу структурных особенностей этот же пенеплен теоретически способствовал быстрому продвижению льда в зоне, протягивающейся от Северного Приладожья до Эланды [Amantov, Fjeldskaar, 2013].

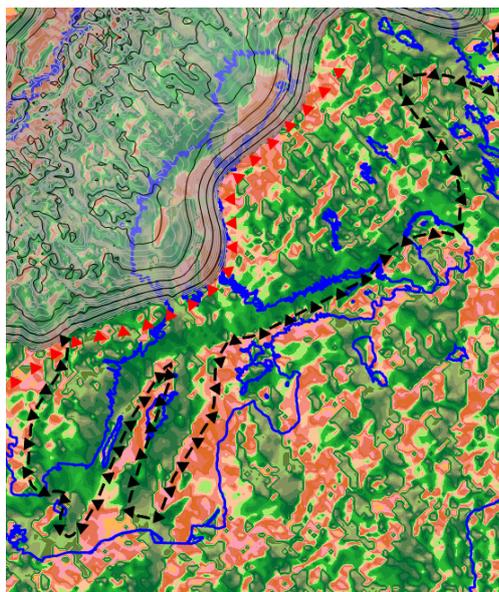


Рис. 1.178. Геоморфологический контроль развития оледенения:

оттенки красного цвета – блокирующие зоны соответствующей условной интенсивности, зеленого – способствующие быстрому продвижению. Красные треугольники – ось зоны блокировки, черные – граница следующей зоны блокировки «Балтийской» стадии

наступлении льда начинали активное воздействие с переходом к перигляциальным условиям, на расстоянии не менее 150 км вокруг окраин оледенений. В различных моделях это значение и характер воздействия могут отличаться [Fjeldskaar, Amantov, 2017b]. Далее во время развитой Балтийской стадии (РБС) котловина Ладожского озера активно трансформировалась, особенно в северо-западной части, находясь в зоне активного движения льда [Амантов, Амантова, 2014].

Кроме того, быстрому продвижению льда от границ Ботнической стадии должна была мешать вечная мерзлота, развившаяся на возвышенных участках, таких как Лауханвуори в Финляндии и Южно-Шведская возвышенность. Ее мощность оценивалась в условиях приблизительного климатического сценария.

Геоморфологические и базальные условия, препятствующие продвижению льда от границ Ботнической стадии, были минимальны в районе Аландского моря и архипелага. Это могло создавать возможности прогрессивной экспансии льда в направлении Центральной Балтики (рис. 1.179). Например, на примере позднего плейстоцена более традиционно, хотя и не без дискуссионных вопросов, принимается, что покровное оледенение южной части Балтийского моря проявлялось в интервалах 58–52 и 33–29 тыс. кал. л. н. [Houmark-Nielsen, 2009] по осредненным датировкам конечно-моренных поясов Ристинг и Клинхольм в Дании.

Такое выдвигание льда вызывало блокировку и усложнение стока района Южной Балтики в Атлантику с быстрым подъемом уровня приледникового озера, что представляется существенным фактором быстрого последующего продвижения покровов в еще свободную ото льда часть Балтики (рис. 1.180). Восточная часть Финского залива и Ладожское озеро встречали покровные оледенения уже на развитой Балтийской стадии, а гляциоизостатические процессы при

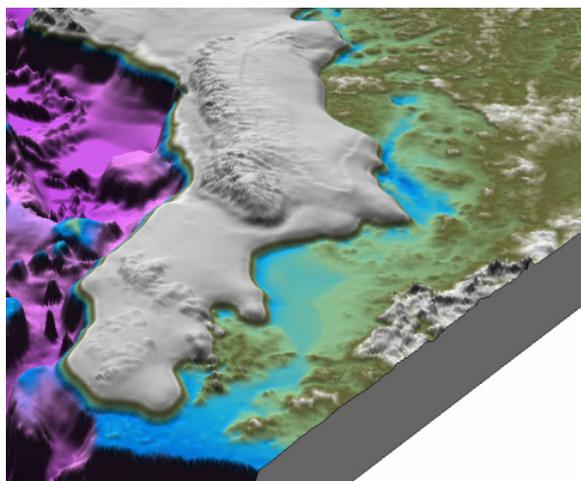


Рис 1.179. Начальный этап перехода от Ботнической к Балтийской стадии

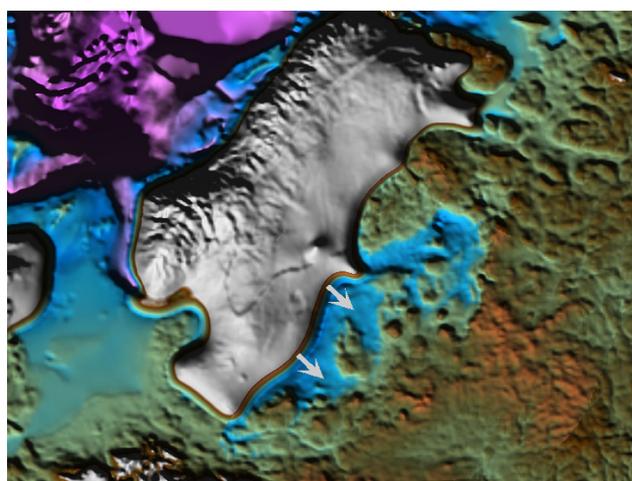


Рис. 1.180. Принципиальная модель быстрой экспансии ледникового щита (показана стрелками) в связи с блокировкой стока района Южной Балтики и активного развития приледникового озера, включающего Ладогу

В стабилизации очертаний оледенений РБС представляется немаловажной роль основных форм рельефа дочетвертичного субстрата [Amantov, 1995; Amantov, Fjeldskaar, 2013], но она, в свою очередь, существенно изменялась во времени в связи с ледниковой рельефообразующей деятельностью [Amantov, 1995; Амантов, Амантова, 2014; Amantov, Fjeldskaar, 2017]. Максимальное изостатическое

прогибание района Ладожского озера достигалось при значительной продолжительности РБС, большей, чем в случае Валдайского оледенения, когда в условиях быстрого выдвижения края щита в восточном и юго-восточном направлениях [Larsen et al., 2016], сменившегося отступанием без продолжительного периода стабилизации, новое равновесное состояние и полная реализация компенсационных движений не могли быть достигнуты полностью. Этот фактор отличает последнее оледенение от более мощных предшественников (рис. 1.181).

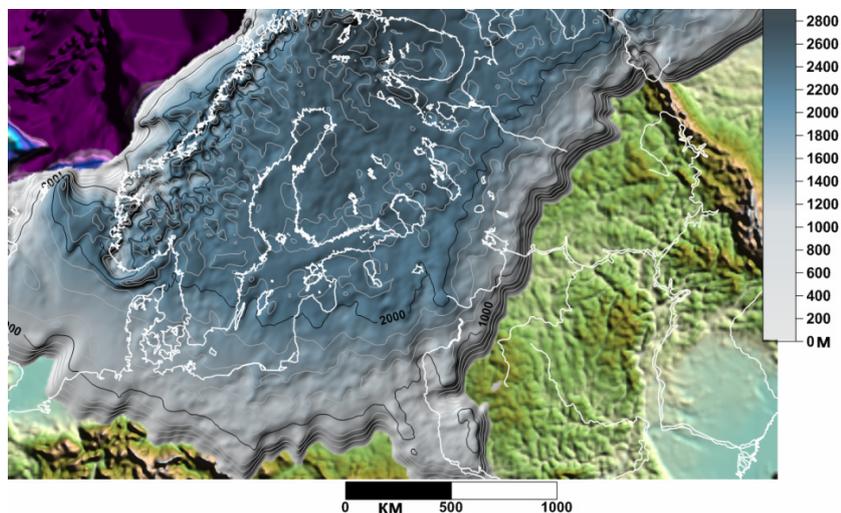


Рис. 1.181. Реконструкция близкого к максимальному плейстоценового ледникового щита. Мощность указана в метрах

При их эволюции достигался наиболее существенный вклад в изменение палеоландшафтов [Амантов, Амантова, 2014], а также наибольший изостатический перекося котловины при отступании льда. При условии морского (либо озерного, но только с незначительным превышением уровня относительно океанического) развития Балтики непосредственно после дегляциации котловины за счет такого перекося и все еще низкого уровня океана могло происходить предельное сокращение площади озерного бассейна (рис. 1.182). При этом сток при изоляции Ладожского озера должен был осуществляться к северо-западу от Лемболовской возвышенности, ближе к фронту отступающего ледника, где изостатическое погружение было наиболее выраженным. Расчетное предельное осушение определялось высотой порога стока в этой зоне. При деградации оледенения с отступанием края значительные погружения под нагрузкой и смещенное от него краевое поднятие часто задают магистрали стока бассейнов возможно ближе к этому краю, но в зависимости от местного рельефа. Затем изостатическое поднятие приводит к критическому обмелению зоны стока, сопровождаясь подъемом уровня озерного бассейна до нахождения нового порога стока с последующим снижением его отметок за счет денудационных процессов, скорость которых в значительной мере зависит от литологии и устойчивости пород к денудации.

При возможном наибольшем осушении котловины Ладоги ледниковые ложбины и туннельные долины, такие как выраженная протяженная Волховско-Мантсинсаарская [Амантов, Амантова, 2014], врезанная вдоль восточного берегового склона, должны были использоваться древней речной сетью с выносом материала в глубоководную часть Ладоги. Этот более естественный с позиций моделирования сценарий, впрочем, не исключает более сложные варианты палеостока с участием системы врезов к югу от Лемболовской возвышенности, что могло определяться спецификой распределения плейстоценовых отложений во времени.

Оценив примерный ландшафт при максимальном изостатическом перекося, обсудим «антиподное» достигавшееся в плейстоцене состояние приблизительного изостатического равновесия на примере его теоретического будущего завершения. Остаточная амплитуда его достижения [Amantov, Fjeldskaar, 2017; Fjeldskaar, Amantov, 2017a, b] будет отличаться в зависимости от принятых реологических параметров, а относительное поднятие северо-западного побережья Ладоги по отношению к юго-восточному оцениваться в диапазоне ~10–22 м. Величины, полученные в базовой модели, приведены на рис. 1.183. К трансгрессивным тенденциям при этом будут тяготеть лишь береговые зоны губ юго-восточного побережья, но при сценарии «умеренного» эвстатического подъема Балтики с учетом комплементарной глобальной гидроизостаии [Amantov, Fjeldskaar, 2017].

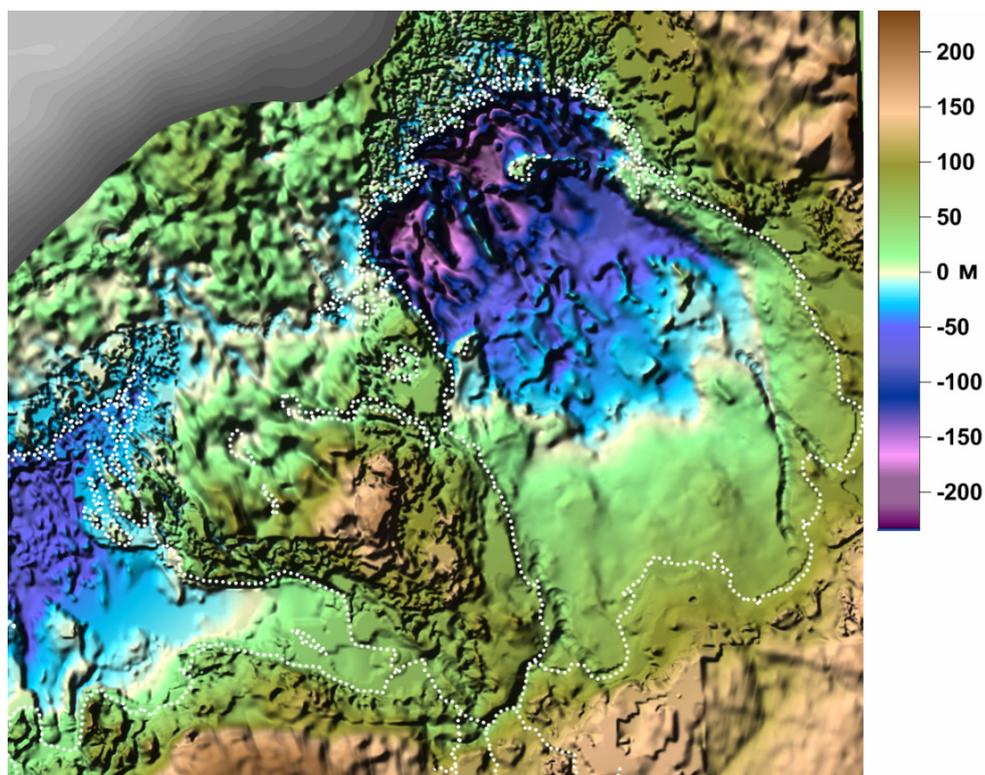


Рис. 1.182. Наиболее выраженное принципиальное расчетное изменение ландшафта котловины Ладожского озера в плейстоцене с осушением юго-восточной части за счет максимального изостатического перекоса при сохранении стока озерного бассейна. Многие дополнительные существенные трансформации рельефа за счет эрозионно-аккумулятивной деятельности не отображены на рисунке

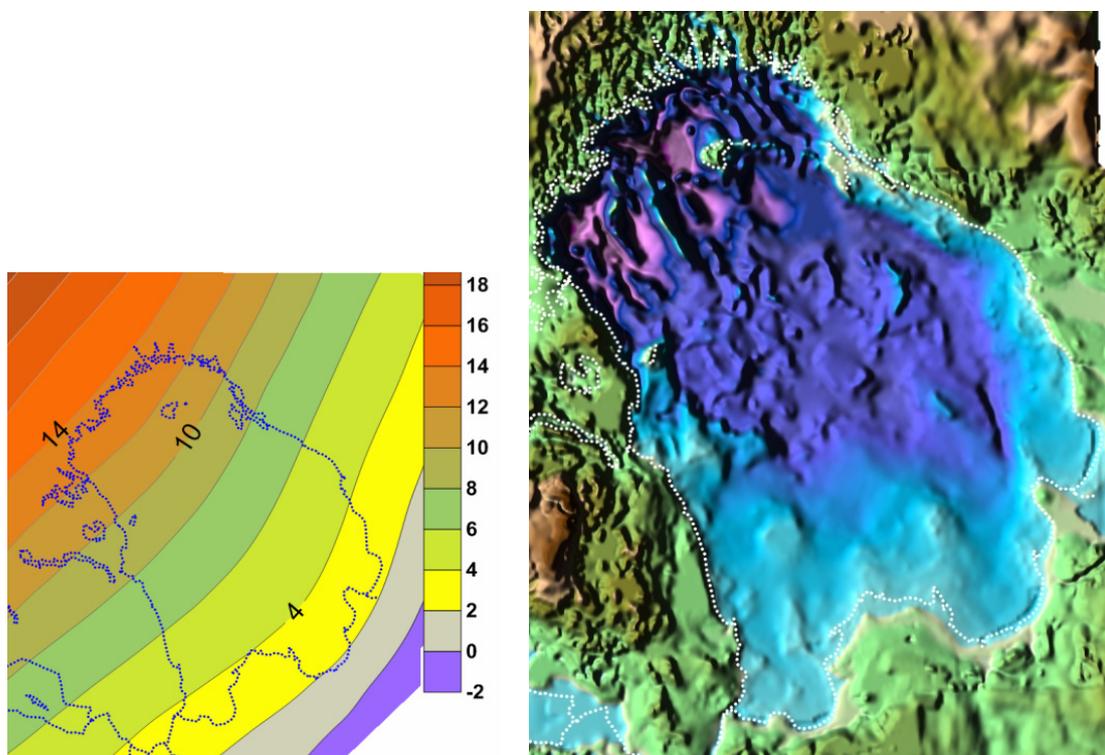


Рис. 1.183. Остаточная амплитуда вертикальных изостатических движений в метрах до достижения условного изостатического равновесия (слева) и приблизительная оценка ландшафтных изменений в будущем для данного временного интервала (при «умеренном» сценарии эвстатических флуктуаций)

Развитие района в голоцене

Последние модели дегляциации Валдайского покрова [Амантов, Амантова, 2017] предполагают два несколько различных сценария. Один учитывает датировки отступления льда в районе Онежского озера [Saarnisto, Saarinen, 2001], новые данные о вероятных возрастах стадий Пандивере и Паливере Северной Эстонии [Kalm et al., 2011], корреляцию стадий [Kalm, 2012] и возможный диапазон дополнительных погрешностей по сравнению с [Hughes et al., 2016] с учетом дополнительных релевантных датировок. При изостатическом моделировании также принимается быстрое продвижение льда в интервале 25–18 000 (16 000?) кал. л. н. [Larsen et al., 2016]. Другой сценарий подразумевает более быстрое (на 400–550 лет) отступление льда со сложно дифференцированным контуром при быстрой дегляциации относительных крупных возвышенностей, лучше объясняя историю развития приледниковых бассейнов [Амантов, Амантова, 2017]. Принципиальные черты деградации ледникового покрова, впрочем, были поняты очень давно, наряду с контролем ледниковых форм рельефа и отложений неровностями доледникового рельефа, прежде всего с ранним освобождением ото льда осевой возвышенной части Карельского перешейка [Марков, Порецкий, 1933].

Начальной стадии отступления ледника было свойственно развитие отдельных приледниковых бассейнов, таких как Невский, Лужский [Марков, Порецкий, 1933] и Восточно-Ладожский, а их пороги стока и уровни определялись возможными местами ледниковой блокировки при теоретически максимальной скорости изостатической релаксации [Амантов, Амантова, 2017]. При прогрессивной дегляциации низменных участков восточной части Ладожской котловины такая блокировка могла сохраняться некоторое время как к западу, так и к востоку от Волховской низменности, с повышением озерного уровня до стока в Невское озеро либо объединением бассейна с Ильменьским и стоком в освободившуюся ото льда часть Балтики южнее Ижорской возвышенности.

После освобождения ото льда подножия северо-западного склона Ижорской возвышенности с прорывом через северо-восточные врезы района Копорского залива уже единый Раннеладожский приледниковый бассейн расширился с изменением уровней в системе. На отдельных временных отрезках до открытия пролива в северной части Карельского перешейка пояс Токсовской, Колтушской и Кирсинской возвышенностей все еще мог обособлять его от Балтики, а (вследствие значительного изостатического перекоса с большим погружением перед краем ледника) его начальный расчетный сток должен был осуществляться в районе Лепсари, а затем через долину прорыва между Колтушской и Румболовско-Кяселевской возвышенностями, где в настоящее время течет река Лубья.

Балтика и Ладога, на наш взгляд, должны рассматриваться как единая система, поскольку даже при обособленном развитии Ладожского озера флуктуации уровня Балтийского бассейна не могли не влиять на зеркало Ладоги. До начала голоцена Балтика испытывала ряд перестроек, в том числе с возможным снижением озерного уровня и его приближением к океаническому, однако они требуют дополнительного изучения, как и релевантные детали дегляциации Финского залива. Так, по мере отступления ледника к югу от склона Южно-Шведской возвышенности около 12 850–13 000 кал. л. н., вероятно, произошло первое открытие низкого порога Центрально-Шведского стока, фиксируемое в озере Веттерн по проникновению соленых вод [Swärd et al., 2015]. Этот эпизод должен был сопровождаться резким снижением уровня Балтийской системы, по крайней мере на 14–18 м. Котловина Ладожского озера могла подвергнуться первой – с момента последней дегляциации – глубокой регрессии с существенной площадью осушения в юго-восточной мелководной части. Предполагаемый характер изостатических движений в это время отражен на рис. 1.184.

Детали возможного проявления события в восточной части Финского залива связаны с точным возрастом положения ледника на стадии Паливере и амплитудой его повторного наступления [Амантов, Амантова, 2017].

После возобновления блокировки Центрально-Шведского стока и повторной трансгрессии история повторилась, и хорошо изученное завершающее резкое падение зеркала БЛО около 11 600–11 800 кал. л. н. знаменовало переход к стадии Иольдиевого моря. Во время морской стадии скорость изостатического поднятия района превышала подъем уровня океана, продолжилось направленное обмеление бассейнов Финского залива и Ладожского озера до 10 800–10 900 кал. л. н., когда поднятие привело к достижению критической глубины магистрали Центрально-Шведского стока Балтийского моря. Именно в это время должна была наиболее четко проявиться регрессия с осушением значительных площадей в юго-восточной части залива и Ладожского озера (рис. 1.185).

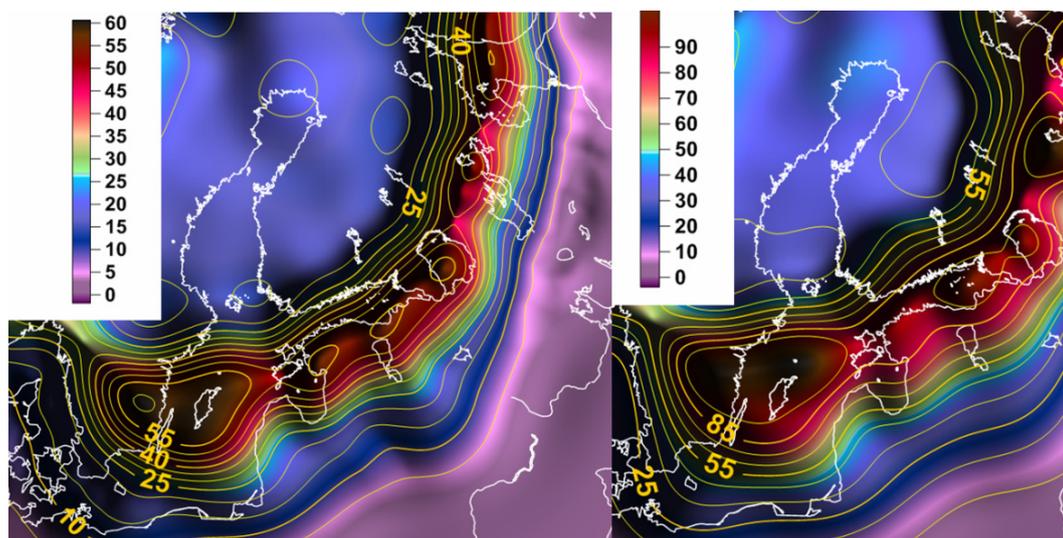


Рис. 1.184. Близкий к максимальному расчетный вариант изостатических движений в метрах в интервале 14–13 000 кал. л. н. (слева) и 14–12 000 кал. л. н.

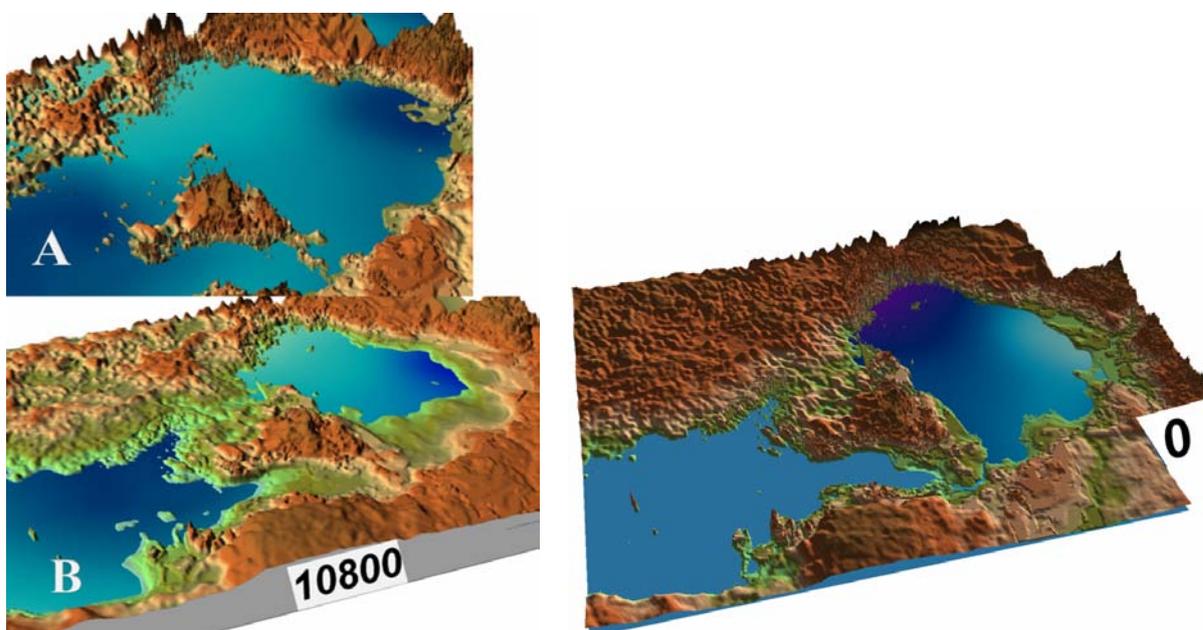


Рис. 1.185. Модель развития региона во время пика трансгрессии Балтийского Ледникового озера (А) и максимальной регрессии Иольдиевого моря (В) около 10 800 кал. л. н. Для сопоставления правый рисунок (О) иллюстрирует приблизительное современное состояние Балтийско-Ладожской системы

Уровень Ладоги определялся порогом стока осушившегося в это время Хейнийокского пролива в северной части Карельского перешейка. Однако – вследствие значительного изостатического перекоса – теоретически он находился либо несколько севернее известного современного в районе пос. Вещево, либо (на отдельных участках) смещался еще ближе к границе внешнего моренного пояса Сальпаусселька. Примерные расчетные отметки положения береговых линий относительно современной шкалы Балтийской системы высот – в среднем до –15–23 в осушенной юго-западной части (максимально – 27 в крайней запад-юго-западной части Ладоги) и около 20–26 м в зоне наиболее быстро поднимающихся северо-западных берегов. Расчеты подтверждаются тем, что в районе запад-северо-западного побережья Ладожского бассейна была отмечена возможность изоляции в это время оз. Пиени с порогом стока около 27 м [Miettinen et al., 2002]. В зоне же наиболее слабых поднятий на низких отметках начали формироваться торфяники, включая Усть-Тосненский возрастом 10 800 ± 225 кал. л. н. (радиоуглеродная датировка 9490 ± 140 л. н.); в «средней» части моделируемое положение уровня контролируется прослоем торфа в районе р. Бурной на высоте около 13 м с возрастом около

10 700 кал. л. н. [Никонов, Шлюков, 2002]. Уровень Ладожского озера на рис. 1.186 при максимальной регрессии на 4 м выше Балтийского (здесь и далее поверхности воды показаны с учетом гравиметрических особенностей). В более «сдержанной» осредненной по реологическим параметрам модели величина перекоса и осушение юго-западной части несколько меньше.

В результате общего сводового поднятия при переходе сечения упомянутого Центрально-Шведского стока к критическому для водного баланса в условиях финального таяния Скандинавского ледника началась трансгрессия с переходом к стадии Анцилового озера. Модель указывает на вероятность двух пиков трансгрессии, несколько смещенных относительно возрастного интервала 10 500 кал. л. н., что связано с потенциальной миграцией элементов сегмента магистрали стока Балтики в Скандинавии в южном направлении. Амплитуда изменений между расчетными пиками оценена нами в 4–7 м. Примерное положение береговых линий во время максимума трансгрессии показано на рис. 1.186. Модель снижения зеркала единого Балтийско-Ладожского бассейна ниже 27 м около 9785 кал. л. н. контролируется, например, в районе Куркийоки по завершающей изоляции упоминавшегося оз. Пиени [Miettinen et al., 2002]. Расчетная величина для этой контрольной точки составляет 29–30 м. На р. Бурной в близкое время ~9500 кал. л. н. на отметках ~14 м формировались озерные отложения (^{14}C 8490–8370) [Никонов, Шлюков, 2002]. Это не противоречит модели с оценочным уровнем около 16 м в данной точке. При этом уровень в юго-восточной части Ладоги в это время уже был ниже современного, близким к современным нулевым значениям. По модели озерные бассейны обособились по зеркалу около 9200 кал. л. н. со стоком в районе Хейнийокского пролива. Время максимальной регрессии мы оцениваем 8800–8900 кал. л. н. (рис. 1.186) с некоторым отклонением в частях с различными скоростями поднятия. Высоты наиболее низких прогнозных береговых линий – около 15–18 м в северо-западной части и до –10 ... –15 на юго-востоке. Геоморфологически, например, в юго-восточной субаквальной части Ладоги намечаются выработанные ступени рельефа, разделенные склоном на абсолютных отметках –10 ... –13 м.

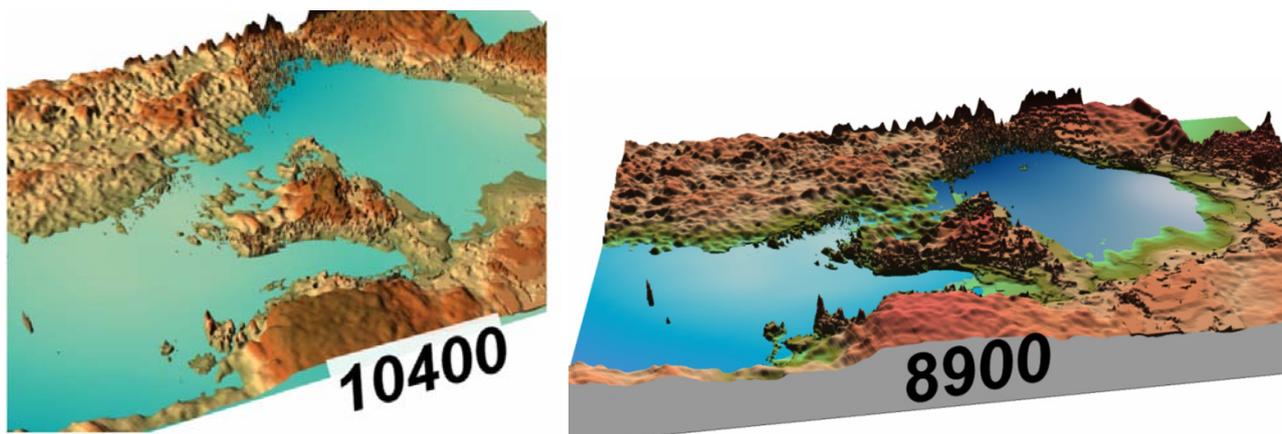


Рис. 1.186. Модель развития региона во время пика трансгрессии Анцилового озера (вверху) и его регрессии. Приблизительное время указано в календарных годах

Впоследствии эвстатическое поднятие стало опережать скорости изостатических движений, знаменуя переход к литориновой трансгрессии, что не могло не сказаться и на высоте водного зеркала Ладоги. Модель на рис. 1.187 иллюстрирует общую расчетную ситуацию в это время.

При ослаблении гляциоизостатической компоненты в рассматриваемом районе в процентном отношении начинает усиливаться вклад гидроизостазии в случае динамичных сравнительно продолжительных колебаний уровня, особенно Ладожского озера.

Количественная оценка гидроизостазии во времени приведена ранее [Амантов, Амантова, 2017]. В целом можно отметить, что гидроизостатический сигнал от сокращения водных масс от стадии БЛО до настоящего времени – основной, за исключением юго-восточной части Ладоги. Расчетные глубокие регрессии юго-восточных побережий, однако, могли серьезно усложнить рисунок гидроизостатических движений. Максимальная дополнительная вертикальная дифференциация движений при этом могла превышать 10 м (рис. 1.188). Кроме того, гидроизостазия должна была влиять на динамику движений в зонах порогов стока Балтийско-Ладожского водораздела.

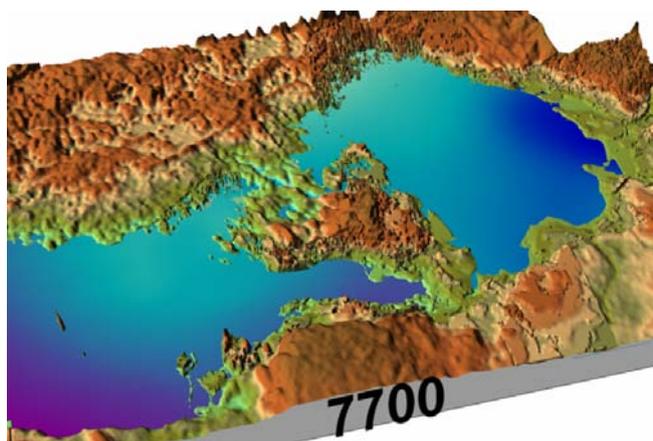


Рис. 1.187. Модель приблизительного максимума литориновой трансгрессии. Время указано в календарных годах

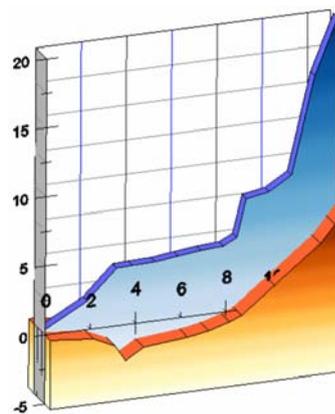


Рис. 1.188. Возможный вклад локальной гидроизостазии в движения северной (синий график) и южной частей Ладожского бассейна в зонах максимумов. Ось X – время (тыс. кал. л. н.), Y – амплитуда движений (м)

Завершающий этап ладожской трансгрессии обычно связывают с постепенным прекращением стока Ладожского озера в северной части Карельского перешейка до 4000–3000 кал. л. н. и последующим прорывом р. Невы со спадом уровня озера. Обширная вспомогательная литература по истории вопроса и различным позициям, касающимся возможного максимума и продолжительности Ладожской трансгрессии в различных частях Ладоги, а также возраста р. Невы [например, Малаховский и др., 1993; Верзилин, Клейменова, 2012], приведена нами ранее [Амантов и др., 2016]. Здесь под собственно Ладожской трансгрессией условно принимается интервал 4300–3200 кал. л. н., в который по данным моделирования ожидается генеральный подъем зеркала не только в южной, но и (в меньшей степени) в северной части (рис. 1.189).

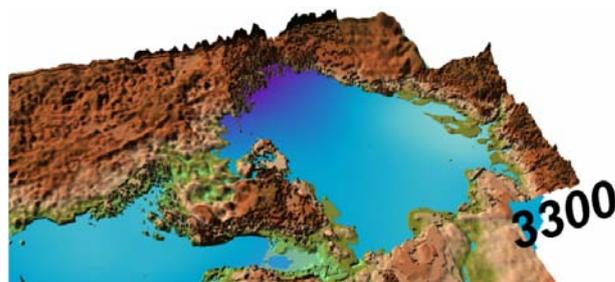


Рис. 1.189. Модель развития района во время Ладожской трансгрессии. Приблизительное время указано в календарных годах от настоящего

Изостатическое моделирование подтверждает достижение (за счет увеличения амплитуды генерального поднятия к северо-западу) критического сечения Хейнийокского пролива около 4300–3800 кал. л. н. как основную причину последующего ускорения трансгрессии озера. За счет гидроизостатической дифференциации движений – с положительным знаком компоненты в северной части, но отрицательным в южной – по расчетным оценкам присутствовал значительный разброс значений не только между ними, но и в самом южном секторе. При этом точка зрения о постепенном прекращении стока в этом районе, трансгрессии и последующем прорыве Невы не представляется возможной без существенного дополнения, поскольку подъем уровня при блокировке стока в условиях ожидаемого водного баланса при огромном водосборном бассейне и умеренном испарении должен на порядок (до 1000 раз в случае Ладоги) превышать скорость поднятия. В связи с этим после достижения критического сечения в зоне стока (если изначально отсутствует его бифуркация) и возникновения подпора последующее поднятие коры сопряжено с компенсирующим повышением уровня озера до момента открытия и развития нового стока. От литологических свойств и особенностей рельефа в зоне-преемнице зависит скорость передачи между направлениями. Сток, таким образом, обязательно проходит бифуркацию, но ее длительность может быть совершенно различной, в том числе ничтожной в геологическом времени, при варианте катастрофично быстрой деструкции перемычки между

Колтушской и Кирсинской возвышенностями. В последнем случае обязательно синхронное падение уровня в северной и южной частях бассейна, хотя само по себе оно не является доказательством катастрофического события. Если же происходит некоторое смещение во времени и относительно оси озерной впадины, ориентированной по направлению изобаз, то теоретически должны наблюдаться противоположные трансгрессивно-регрессивные изменения в диапазоне до половины разницы максимального поднятия между удаленными берегами. В нашем случае если в каком-то релевантном интервале, близком к максимуму Ладожской трансгрессии, фиксируются регрессивные признаки на севере (северо-западнее изобазы порога стока Хейнийокского пролива) и трансгрессивные на юге, то синхронно осуществляется передача стока. Данные, полученные по разрезам озер бывшего северного соединения Балтики и Ладоги (Макаровское, Ламское), а также присутствие в релевантных осадках характерных ладожских видов диатомей свидетельствуют о проникновении ладожских вод на соответствующую территорию в период существования здесь палеостока из Ладожского озера в Балтийское море вплоть до 3000–4000 кал. л. н. [Кузнецов и др., 2015]. Приведенные датировки, однако, не дают точного ответа ввиду некоторого разброса значений. В пользу же альтернативного более раннего вступления Невской системы в водный баланс может говорить некоторое различие между известными из многих разрезов датировками и расчетными вариантами в сторону замедления генеральной трансгрессии на южном побережье в интервале 4000–4500 кал. л. н., хотя это также зависит от точности датировок торфяников нескольких разрезов. Также нам неизвестны свидетельства подпруживания оз. Сайма, которое предполагается в случае первого сценария. Более обоснованное воссоздание палеорельефа участка между Колтушской и Кирсинской возвышенностями (рис. 1.190) требует дополнительных данных.

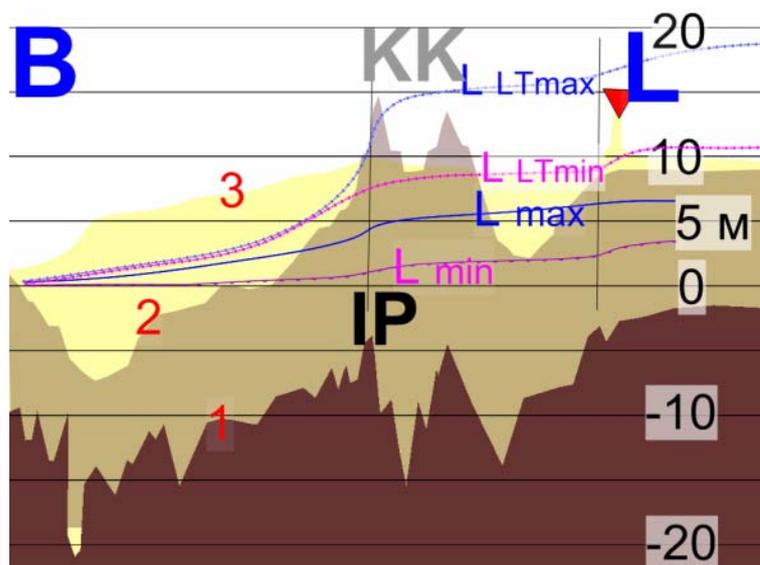
Заметим, что при реконструкции колебания зеркала необходимо учитывать влияние кос, отсекающих заливы основного бассейна. Например, в районе бухты Петрокрепость изменение в 2,0–2,5 м было зарегистрировано после прорыва в 1902–1908 гг. Кошкинского фарватера [Нежиховский, 1981].

Завершающая регрессия после достижения максимального уровня была длительной в историческом времени [Сапелко и др., 2018].

На базе моделирования, включающего ожидаемое типовое развитие и деградацию ледниковых щитов и реконструкцию ряда процессов, учитывающих сопряженные эвстатические и изостатические изменения, мы постарались наметить общий сценарий эволюции положения береговых линий Ладожского озера в плейстоцене и голоцене, предложив расчетный диапазон ландшафтных преобразований. Надеемся, что он поспособствует дальнейшим плодотворным дискуссиям и корректировкам.

Рис. 1.190. Гипотетическая трансформация продольного профиля р. Невы со времени Ладожской трансгрессии. В – Балтика, L – Ладога. КК – перемычка между Колтушской и Кирсинской возвышенностями. IP – Ивановские пороги. Протяженность разреза 90 км, вертикальная шкала в метрах

Современное состояние: темно-коричневая заливка иллюстрирует продольный профиль реки (1 – поверхность рельефа), кривые L min и L max – продольные профили водной поверхности при близких к минимальному (1500 м³/с) и максимальному (4500 м³/с) расходах воды в период, свободный ото льда [Нежиховский, 1981]. Состояние времени Ладожской трансгрессии (4000–3200 кал. л. н.): светло-коричневая заливка показывает возможный раннеголоценовый и более древний субстрат (2 – кровля), желтая – более молодые голоценовые осадки (3 – кровля). Кривые L max и L min – продольные профили водной поверхности в конце и начале регрессии при условии существования стока с редуцированным живым сечением. Красным треугольником подчеркнута основная зона кос периметра основного бассейна Ладоги



В данном разделе были рассмотрены лишь некоторые основные сведения о строении и геологической эволюции пород региона, дополнительные сведения можно получить из ряда опубликованных ранее источников [Амантов, Спиридонов, 1988; Амантов и др., 1990; Малаховский, Амантов, 1991; Амантов, 1992; Laitakari et al., 1996; Puura et al., 1996; Балтыбаев и др., 2000, 2002, 2003, 2004а, б, 2005а, б, 2006, 2008, 2009а, б, 2010а, б, 2014, 2016а; Балтыбаев, 2002, 2012, 2013; Кулаковский и др., 2015а, б; Морозов и др., 2018а, б].

ГЛАВА 2

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Изучение глубинного строения и эволюции раннедокембрийской земной коры относится к числу приоритетных проблем современных геологических исследований. Фенноскандинавский щит, крупнейший выступ фундамента Восточно-Европейской платформы, является одним из ключевых объектов исследования этой проблемы благодаря относительно высокому уровню изученности. На протяжении ряда лет геолого-геофизические исследования Фенноскандинавского щита осуществляются в рамках многостороннего международного сотрудничества, охватывающего широкий комплекс работ с использованием методов сейсмологии, геоэлектрики, гравиметрических, магнитометрических и геотермических наблюдений. Комплексный анализ геологической и глубинной геофизической информации позволил обратиться к совершенствованию существующих и формированию новых моделей глубинного строения и эволюции раннедокембрийской коры щита.

Главенствующую роль в изучении глубинного строения литосферы играют геофизические исследования, до относительно недавнего времени – почти исключительно методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). В последние годы при глубинных сейсмических исследованиях на Фенноскандинавском щите все шире используется метод общей глубинной точки (ОГТ). Этот метод позволяет получить структурные изображения сейсмических неоднородностей, в том числе полого- или даже крутонаклонных, которые могут быть непосредственно прослежены к поверхности эрозионного среза. Благодаря этому появилась реальная возможность сопоставить структурные образы коры, получаемые ОГТ, с геологическими объектами, доступными для исследований на земной поверхности.

2.1. КОМПЛЕКСНЫЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ОТ 1–2 МЕТРОВ ДО 40–50 КМ

К числу важнейших проблем современных наук о «твердой» Земле относят проблему строения, эволюции и причинности геологических явлений. Последним сейчас уделяется особое внимание. Геологи и геофизики достаточно единодушны в том, что тектонические движения и деформации, извержения магм и метаморфизм горных пород являются следствием глубинных процессов, происходящих в коре и верхней мантии.

Одним из фундаментальных направлений в науках о Земле является установление связей между пространственно-временными параметрами геофизических полей и геодинамическими процессами в земной коре.

Среди сейсмических методов в последние годы благодаря прогрессивным компьютерным технологиям значительно укрепил свои позиции метод, основанный на регистрации и обработке обменных волн от землетрясений (МОВЗ). В более широком понимании, с учетом регистрации других источников упругой энергии, он также известен под названием метода разведочной сейсмологии (МРС). Достоинства метода заключаются в нескольких позициях. Запись сигналов осуществляется в непрерывном режиме от любых источников: землетрясений (далеких и местных); взрывов в скважинах, шахтах и карьерах (промвзрывов); пневмоизлучателей в водной среде и механических импульсных излучателей на суше. Трехкомпонентная регистрация сейсмического сигнала позволяет получить широкий набор типов волн: поверхностных, продольных и поперечных преломленно-рефрагированных, отраженных, обменных.

При изучении глубинного строения земной коры МРС позволяет осуществить построение сейсмогеологических разрезов, схем и карт в кинематических и динамических параметрах, сейсмотомографических моделей среды и на их основе выделять блоки, слои и зоны различной глубины заложения

и свойств; изучать сейсмическую активность и геодинамику регионов, включая пеленгацию источников, определение скоростных характеристик среды, сейсмическое районирование территории и определение положения долгоживущих (активных) зон разломов [Исанина и др., 2004].

Одной из характеристик волнового поля на разрезах МОВЗ является обменоспособность (O) среды:

$$O = \frac{25n_1 + 50n_2 + 75n_3 + 100n_4}{N},$$

где N – общее число зарегистрированных обменных волн, n_1, n_2, n_3, n_4 – число обменных волн, относительные интенсивности которых ($A_{отн}$) составляют соответственно 25, ... 100 % и вычисляются по формуле

$$A_{отн} = \frac{A_{PSq}}{A_{Pw}} \cdot 100\%,$$

где A_{PSq} – амплитуда обменной волны на горизонтальной компоненте записи, A_{Pw} – амплитуда продольной волны на вертикальной компоненте записи [Глубинное строение..., 2004].

Определенный таким образом параметр среды O представляет собой динамическую характеристику земной коры. По аналогии с сейсморазведкой, в которой выделяются «сильные» и «слабые» границы разделов, можно выделить «сильные» и «слабые» поверхности обменов. Такие разрезы, как правило, иллюстрируют наличие некоего структурного узора, который и принято именовать мозаично-блоковым. При этом «динамический» рельеф границ редко совпадает с «кинематическим», что может быть свидетельством изменения динамического состояния границ по латерали.

Результаты изучения глубинного строения земной коры, полученные по сейсмологическим и сейсмическим данным МОВЗ-МРС, ОГТ ФГУГП «Невскгеология» в 1980–2005 гг. в Онежско-Ладожском геоблоке (рис. 2.1) позволили расширить представления о взаимосвязях глубинного строения, геодинамического состояния блоков земной коры с их минерагенической специализацией. Однако до сегодняшнего дня основное внимание уделялось изучению особенностей связей глубинного строения средней и нижней части земной коры (5–45 км) с взаимодействующей с ней верхней зоной мантии (40–120 км) [Глубинное строение..., 2004].

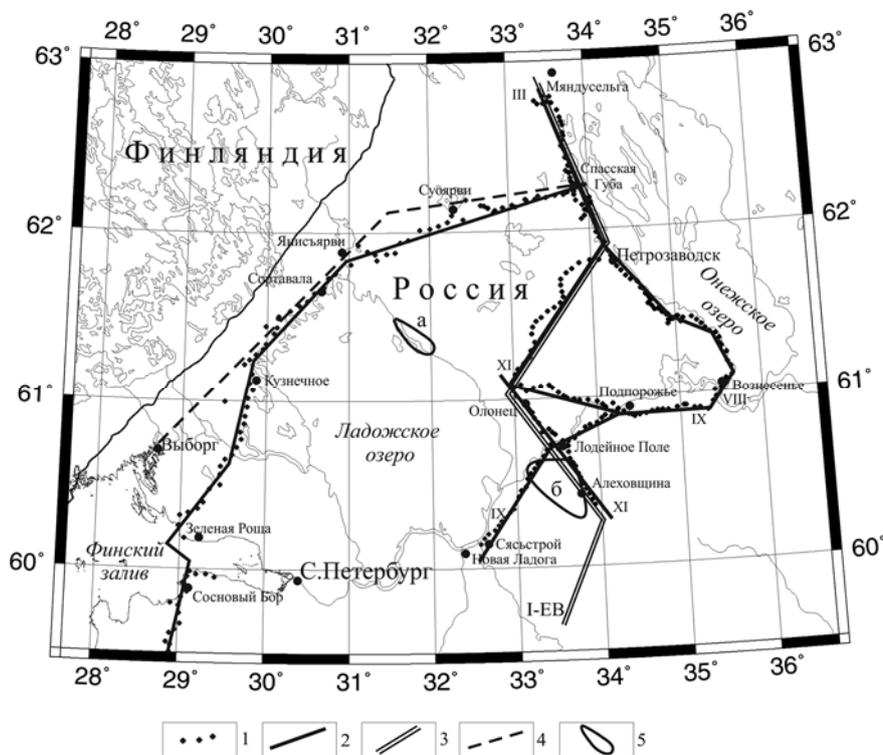


Рис. 2.1. Схема сейсмической изученности юго-восточного склона Фенноскандинавского щита (ФГУГП «Невскгеология»):

1 – пункты наблюдений МОВЗ; 2 – линии профилей МОВЗ, 1981–2002 гг.; 3 – линия профиля 1-ЕВ (ФГУ УГПП «Спецгеофизика»); 4 – линия профиля МОВЗ Выборг – Спасская Губа, 1967 г.; 5 – участки выполненных работ ОГТ-МОВЗ: а – Салминская площадь, 2002–2005 гг.; б – Свирско-Оятская площадь, 2003–2005 гг.

Гораздо хуже изучена приповерхностная часть геологических разрезов (0–1,5–5 км) и несколько лучше – от 3–5 км до подошвы земной коры [Исанина и др., 2008], в то время как основное прикладное значение для расширения и уточнения главных направлений поисков и разведки различных видов полезных ископаемых имеют строение, современные геодинамические процессы и история формирования земной коры изучаемой территории в ее верхней и средней частях.

2.1.1. Методика и результаты работ МОВЗ-МРС

Комплексные исследования глубинного строения земной коры в Онежско-Ладожском геоблоке проводились с регистрацией различных видов сейсмических источников (рис. 2.2а–2.2е) от высокочастотных взрывов и механических источников (частотный спектр от 5 Гц до 120 Гц) до землетрясений и взрывов с эпицентрными расстояниями 180–10 000 км и частотным спектром от 0.25 Гц до 50 Гц. Обработке и интерпретации были подвергнуты зарегистрированные продольные, поперечные и обменные волны (МОВЗ-МРС и ОГТ).

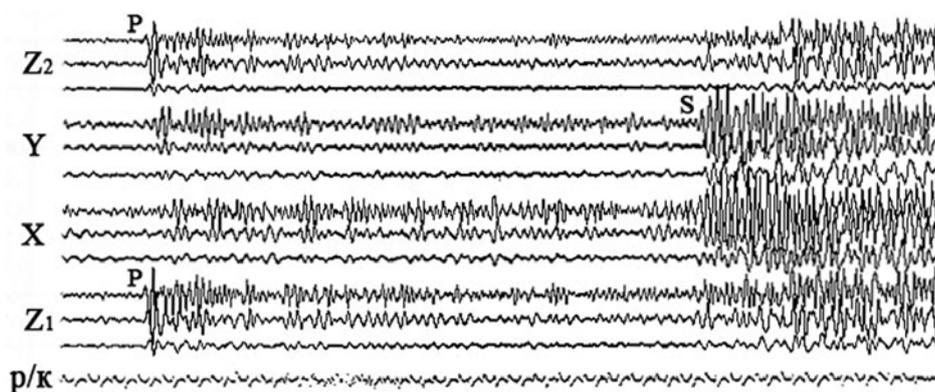


Рис. 2.2а. Местное землетрясение 13 h 31 m 28.09.1987 г., эпицентр в Ладожском озере. Эпицентральное расстояние – 201.6 км

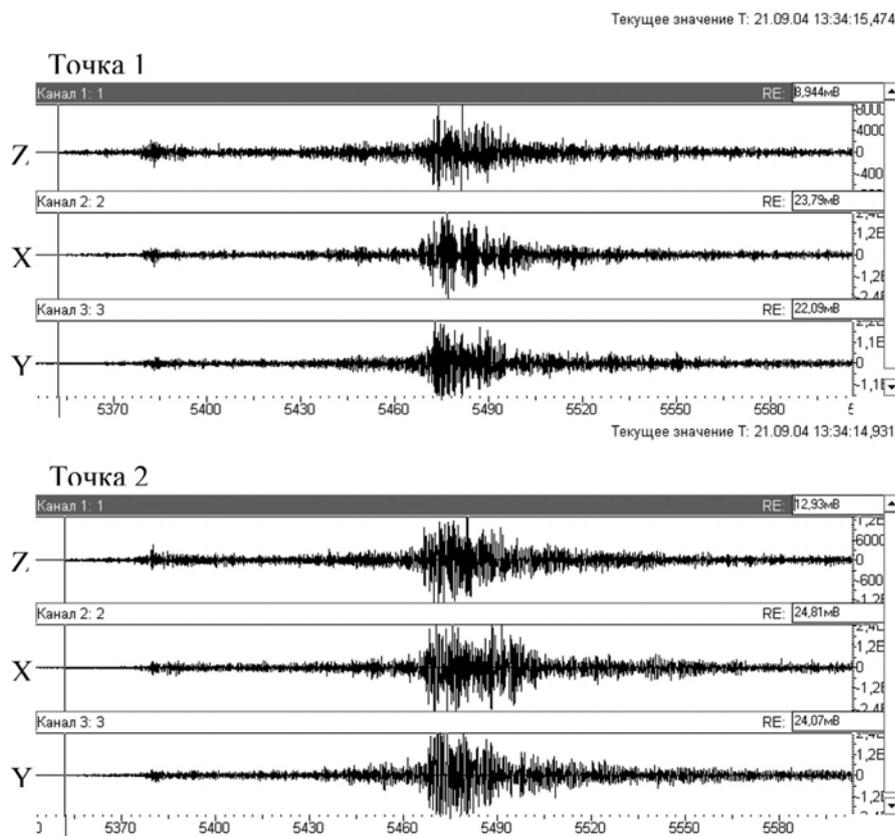


Рис. 2.2б. Калининградское землетрясение 13 h 34 m 21.09.2004 г. ($\alpha = 228^\circ$, $\Delta = 7^\circ$)

Текущее значение T: 10.11.2004 10:51:56,205

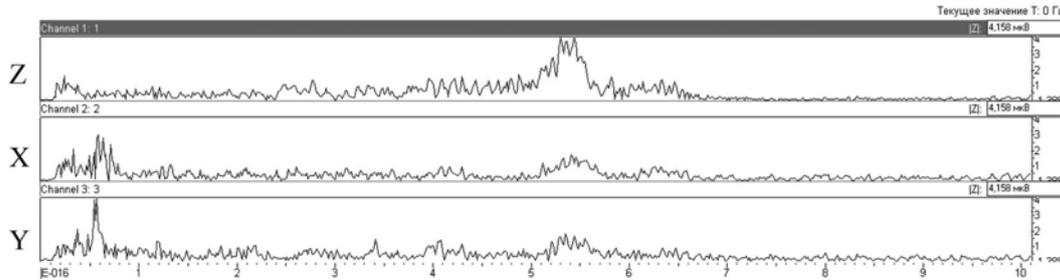
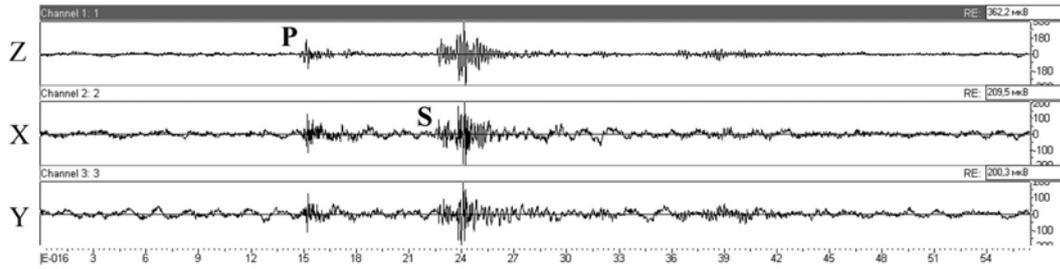


Рис. 2.2в. Сейсмограмма взрыва 10 h 52 m 10.11.2004 г. и его спектр

Текущее значение X: 29.09.03 2:41:24,691

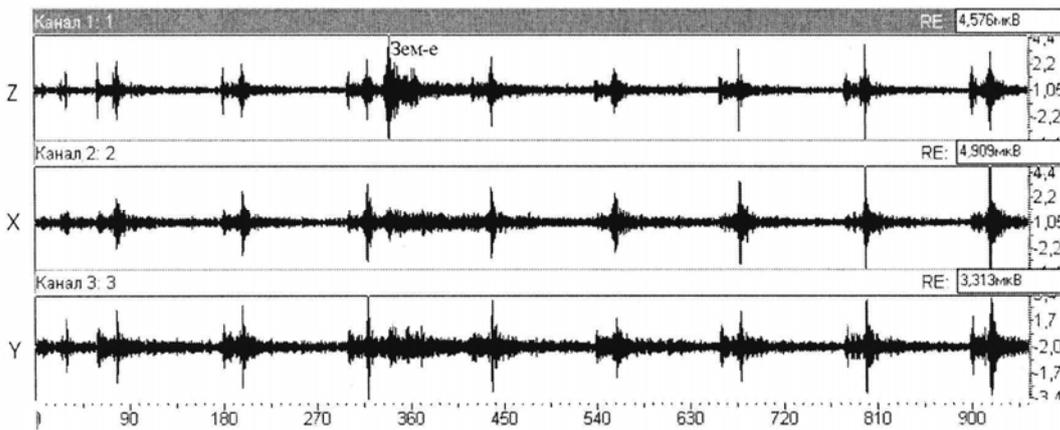


Рис. 2.2г. Запись пневмоизлучателя из акватории с интервалом 2 мин. и далекого землетрясения

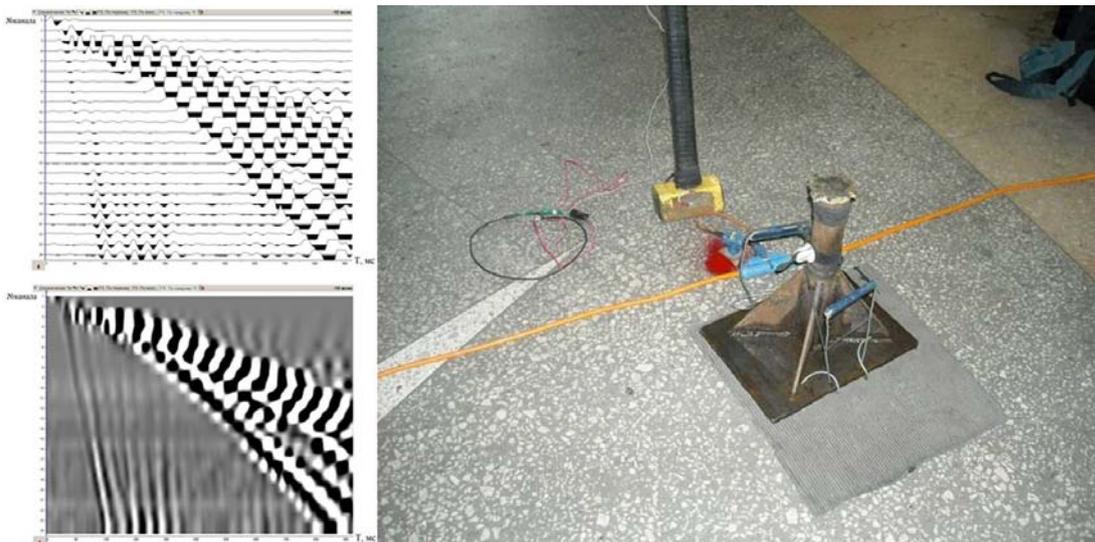


Рис. 2.2д. Сейсмограмма ОПВ ПР 6.1 и накопление сигнала от нескольких ударов кувалдой по специальной площадке

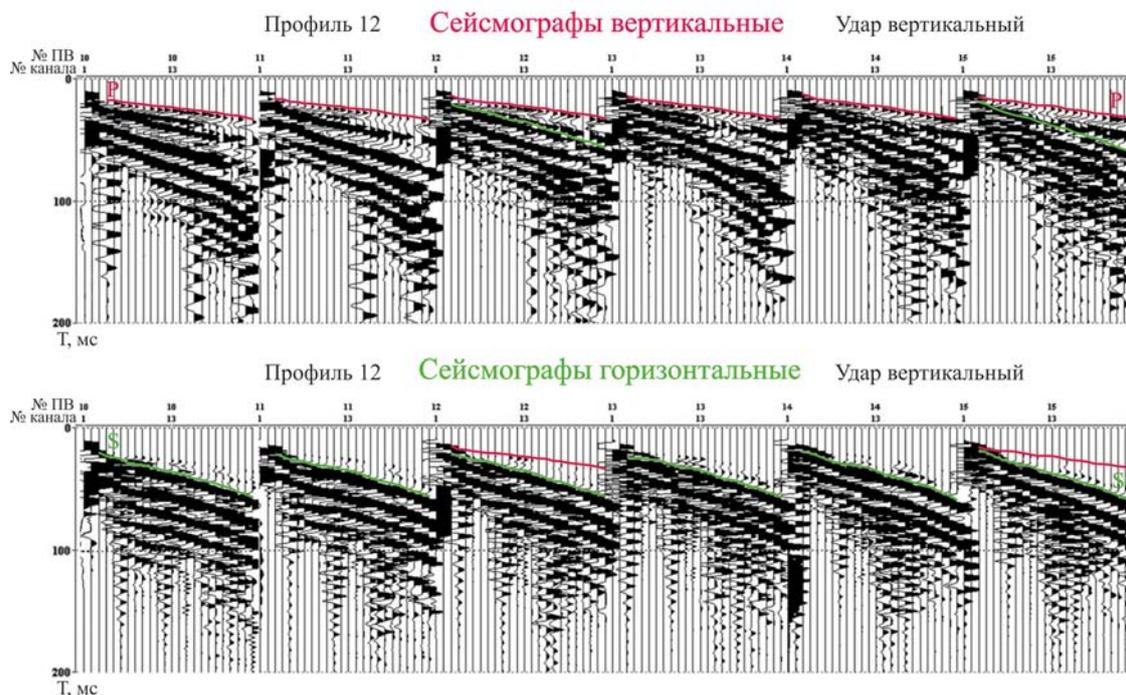


Рис. 2.2е. Сейсмограммы ОПВ

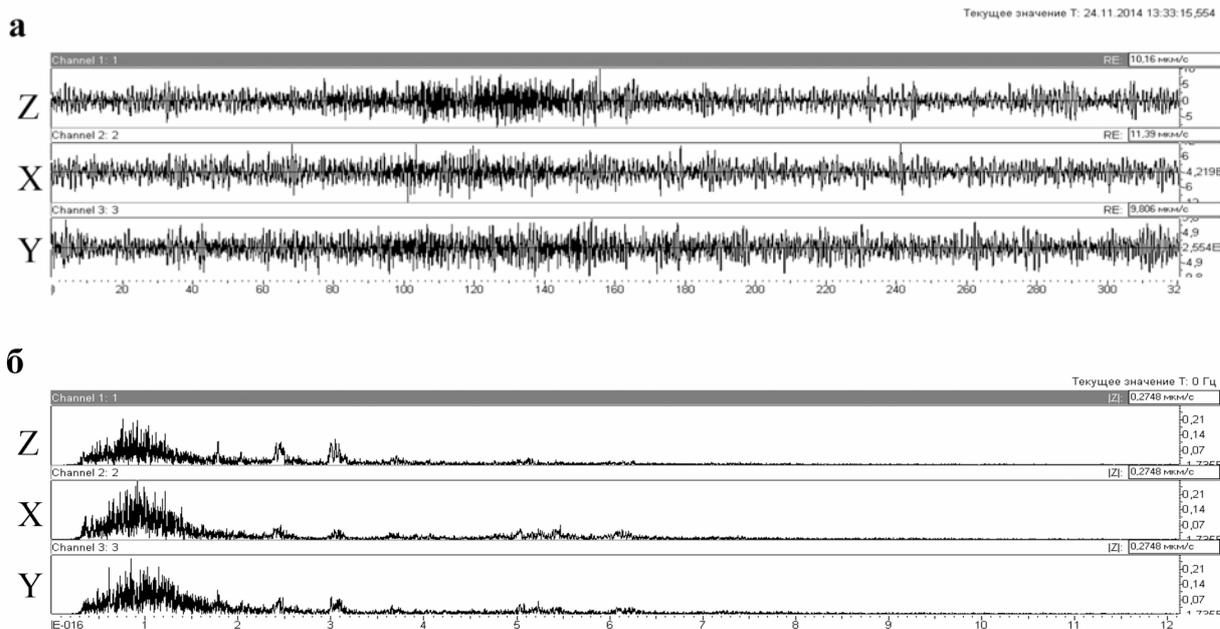


Рис. 2.3. Сейсмограмма записи МСФ (а) и ее спектр (б)

Геодинамические характеристики разрезов определялись также по записям микросейсмического фона (рис. 2.3) и далеких землетрясений (рис. 2.4).

До начала полевых наблюдений с целью отработки идентичности работы все регистраторы устанавливались на единую точку регистрации, и выполнялась одновременная запись различных сейсмических явлений (рис. 2.5).

Метод обменных волн позволяет получить данные о рельефе и динамических свойствах сейсмических границ под сейсмической станцией. Обменные волны, используемые в этом методе, возникают в результате преобразования продольной волны в поперечную на сейсмических границах в области приемника. Частотный спектр обменной волны зависит от резкости границы, запаздывание по отношению к продольной волне – от глубины границы, амплитуда – от контраста скорости поперечных волн по обе стороны границы.

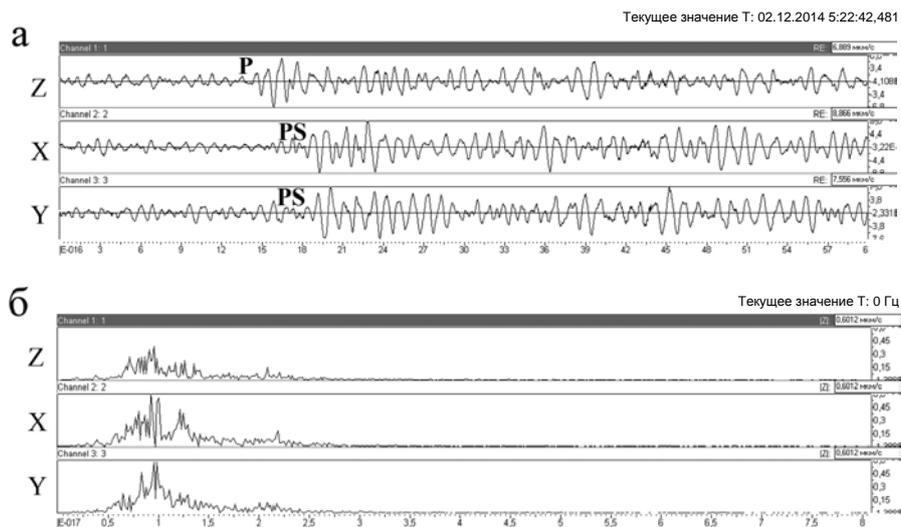


Рис. 2.4. Сейсмограмма далекого землетрясения 05 h 22 m 02.12.2014 г. (о. Минданао, Филиппины) (а) и его спектр (б)

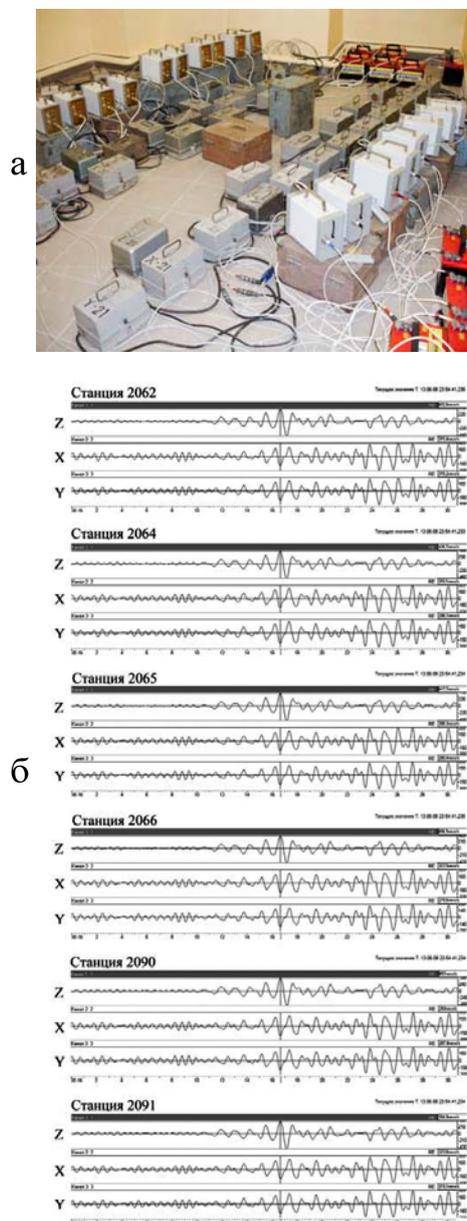
Понятие «обменоспособность» было введено Э. В. Исаниной в 1977 г. при проведении работ МОВЗ-МРС на Украинском щите и определено как способность среды к образованию в ней обменных PS-волн различной интенсивности при прохождении через нее Р-волн. Работами Т. Б. Яновской, Л. А. Дмитриевой [1991] была доказана возможность существования обменных волн повышенной интенсивности (до 50–60 %) за счет так называемых «нежестких контактов». При сопоставлении материалов МОВЗ с геофизическими полями, полученными на полигоне СГ-3, удалось показать зависимость интенсивности обменных волн от таких свойств среды, как трещиноватость и напряженное состояние. Таким образом, обменная волна может характеризовать не только положение границы так называемого «обмена», но и состояние среды в области ее образования. Сопоставление глубинных разрезов и разрезов «обменоспособности» земной коры указывают на наличие целых блоков повышенной и пониженной обменоспособности (рис. 2.6–2.8).

Результаты, представленные на глубинных разрезах по профилям (рис. 2.6–2.8), были описаны авторами в работах [Исанина и др., 2004; Онежская..., 2011; Шаров, 2017].

Рассмотрим сейсмологические разрезы МОВЗ земной коры по двум связанным профилям (рис. 2.1) Мяндусельга – Петрозаводск – Вознесенье (III–VIII), Новая Ладога – Вознесенье (IX). Для удобства интерпретации на них совмещены два вида обработки: построение глубинного сейсмического разреза и динамического разреза (обменоспособности среды) (рис. 2.7, 2.8). Одна и та же граница может характеризоваться обменными волнами различной интенсивности при прослеживании ее по горизонтали, но в отдельных случаях наиболее интенсивными являлись волны от второй ($H = 8–12$ км) и седьмой-восьмой $M_I–M_{II}$ границ. Совсем

Рис. 2.5. Отработка идентичности записи на единой точке:

а – расположение сейсмических регистраторов; б – запись землетрясения на этой точке (землетрясение о. Хонсю, Япония)



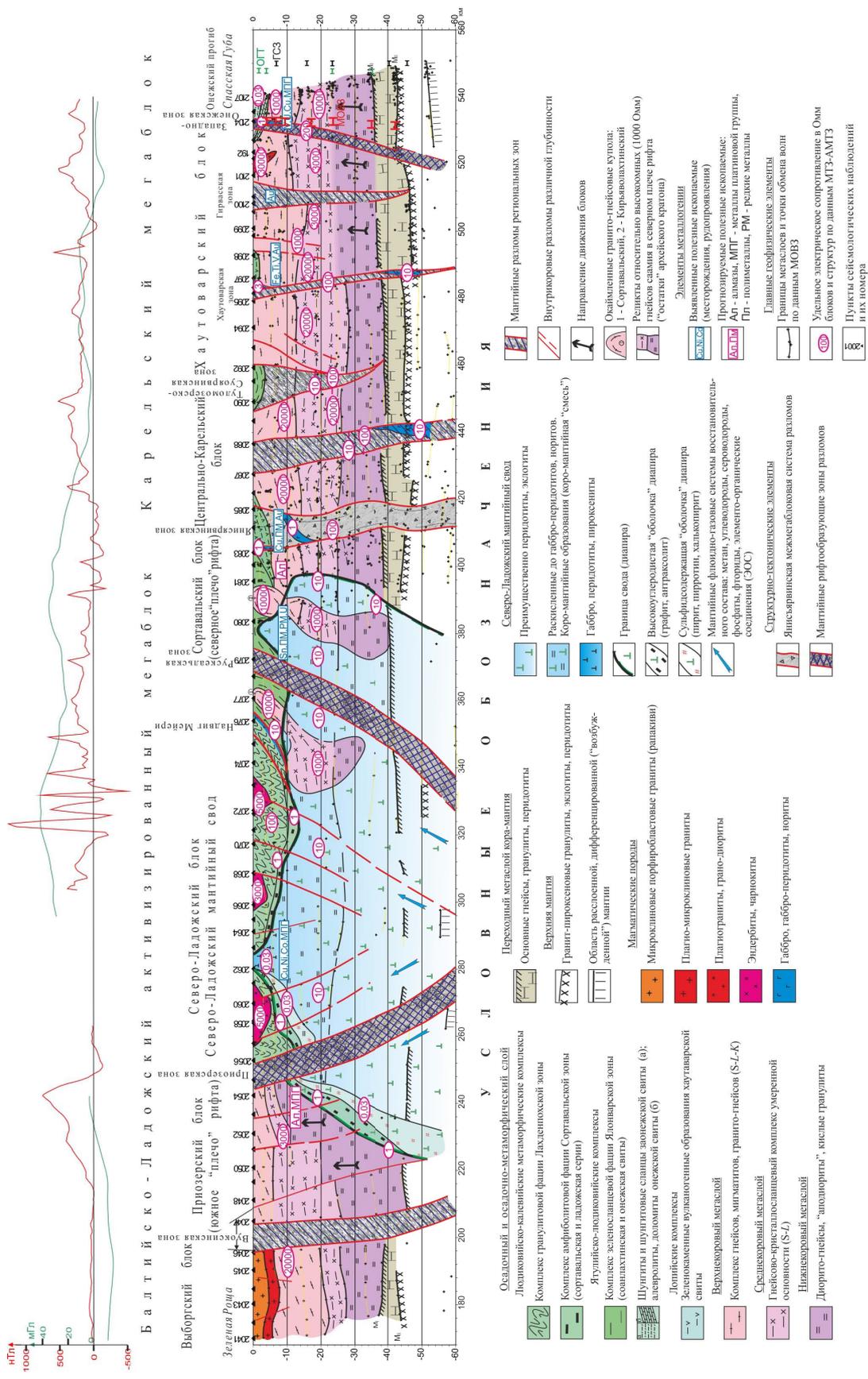


Рис. 2.6. Глубинный разрез МРС-МОВЗ по профилю Зеленая Роща – Спасская Губа [Глубинное строение..., 2004]

иная качественная картина в горизонтальном направлении, где хорошо выделяются блоки по признакам «слабой» (до 20 %), умеренной (20–40 %) и «сильной» (более 45 %) обменоспособности. Как правило, отмечается явление ослабления интенсивности волн вместе с эффектом понижения расслоенности, т.е. чем меньше в блоке границ раздела (обменонасыщенность мала), тем слабее обменные волны от фиксируемых поверхностей (рис. 2.7, 2.8).

Обменоспособность земной коры является важным новым параметром, характеризующим такие ее свойства, как трещиноватость, напряженное состояние [Глубинное строение..., 2004]. Разрезы обменоспособности земной коры позволяют сделать вывод о дифференциации свойств среды по этому признаку как по латерали (чередующиеся блоки повышенной и пониженной интенсивности, т.е. изменение интенсивности вдоль границ), так и по вертикали. Интересен факт отсутствия одинаково динамически выраженных границ. Ни одна граница не обладает выдержанной вдоль всего профиля (слабой или сильной) интенсивностью обменных волн (рис. 2.7, 2.8), в то время как в блоках земной коры выделяются области с одинаковой обменоспособностью.

Профиль Мяндусельга – Спасская Губа – Петрозаводск – Вознесенье (III–VIII) расположен (рис. 2.1) на западном берегу Онежского озера, имеет длину 190 км, пересекает пять зон разломов: Петрозаводскую, Выжскую, Ладвинско-Прионежскую, Балтийско-Мезенскую и Вознесенскую. В разрезе земной коры (рис. 2.7) выделено и прослежено с различной степенью детальности восемь границ, соответствующих разделам сред с различными физическими свойствами. Наиболее четкими и устойчивыми являются границы II в верхней части земной коры и M_I , M_{II} . Эти границы имеют индивидуальные черты в волновом поле, и обменные волны от них часто без особых трудностей опознаются на записях. Граница II находится на глубине 8–12 км и пропадает в зонах глубинных разломов. Границы обмена I, III–VI прослежены лишь отдельными отрезками небольшой протяженности. Граница M_I , отождествляемая с поверхностью Мохоровичича, залегает на глубине 35–36 км на северо-западном участке профиля, в центре – 40 км и погружается до 42–45 км на юго-восточном участке. В зоне действия основных зон разломов M_I и M_{II} не выделены вообще. Граница M_{II} прослежена в северо-западной и центральной частях профиля, где она погружается, соответственно, от 42 до 52 км.

Профиль Новая Ладога – Вознесенье (IX) протяженностью 210 км (рис. 2.1) начинается в Балтийско-Ладожском, а заканчивается в Карельском мегаблоке, пересекает четыре зоны разломов: Балтийско-Мезенскую, Питкярантскую (Рускеальскую), Янисъярвинскую и Вознесенскую. На юго-западном участке профиля (рис. 2.8) в Пашском прогибе выделена Балтийско-Мезенская зона разломов, представленная двумя ветвями (ПК 1165 и 1155), устремленными навстречу друг другу и представляющими чашеобразную структуру, погруженную до верхней мантии. Мощность земной коры в этом блоке 46–48 км. Граница Мохоровичича (M_I) прослеживается уверенно, а M_{II} – спорадически и отсутствует в центральной части Балтийско-Мезенской зоны. Внутрикоровые разломы присутствуют во всем блоке, веерообразно раскрываясь от центра блока к периферии. Обращает на себя внимание несимметричность сейсмических характеристик на южной и северной ветвях зоны. По южной обнаруживается контакт расслоенности блока земной коры с гомогенным. Обменные волны контактной зоны, в основном, очень интенсивны на всех глубинах, что, возможно, связано с повышенным напряженным состоянием этого участка. Северная ветвь разделяет блоки с близким значением расслоенности. Границы, примыкающие к зоне, наклонены к ней. Значения интенсивности обменных волн в верхней части земной коры более контрастны, чем в нижней и на поверхности М.

Следующий на восток по профилю блок находится между Питкярантским разломом (ПК 1150) и восточной ветвью Янисъярвинского разлома (ПК 1130). В блоке выделяются три участка, разделенные глубинными разломами. На первом участке (ПК 1150–1140) шириной 12 км и глубиной 60 км наблюдается аномально высокая интенсивность обменных волн. Это зона влияния Питкярантского рифтообразующего разлома. Ее формирование, вероятно, связано со структурными перестройками низов коры, наличием сейсмической активности, присутствием на глубине 30–38 км внутрикоровой неоднородности, протяженной по латерали до 40 км и утолщенной в центре, возможно, контролирующей подъем плотного, прогретого коромантийного вещества. Второй участок (ПК 1139–1134) – переходная структура между Янисъярвинским и Питкярантским разломами. Третий – собственно сама Янисъярвинская система разломов, разветвленная в верхней части коры и сужающаяся в нижней. Восточный контакт блока контролируется высокими интенсивностями обменных волн. Изменение мощности земной коры на этом участке блока происходит резко от 46 до 49 км перед самой Янисъярвинской зоной.

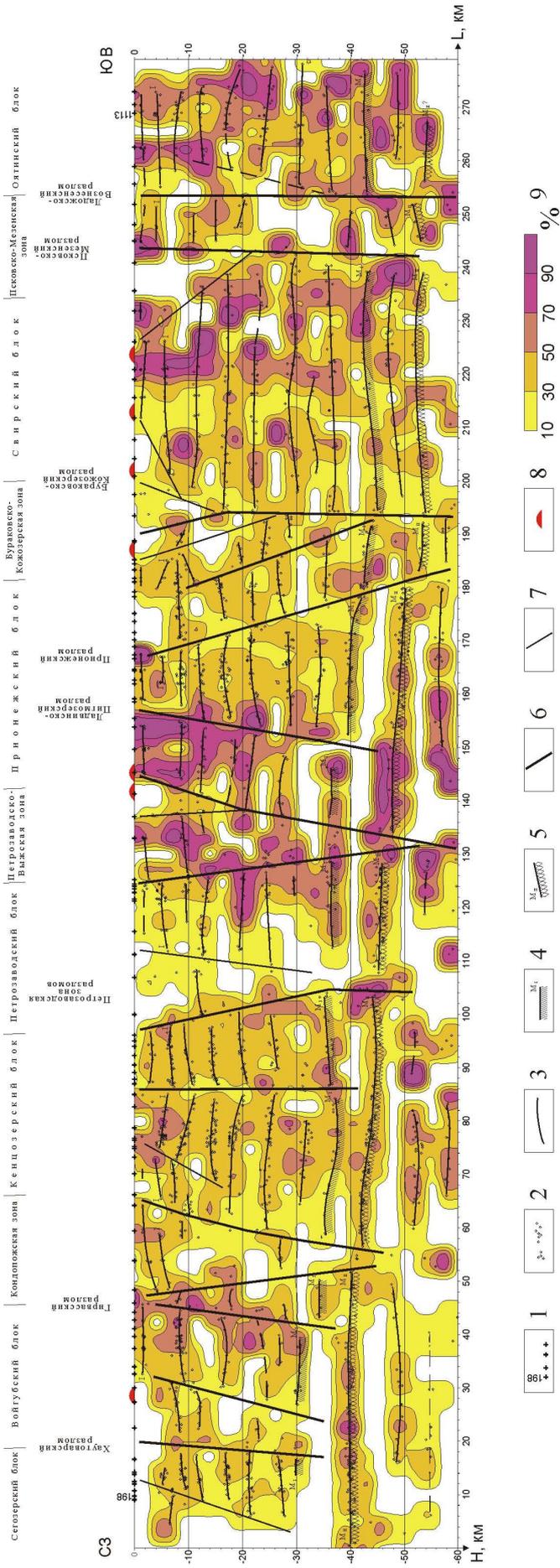


Рис. 2.7. Глубинный разрез и обменоспособность среды по профилю МРС-МОВ3 III-VIII (Мяндусельга – Вознесенье):

1 – пункты сейсмологических наблюдений и их номера; 2 – точки проявления обменных волн; 3 – границы, выделенные по обменным волнам; 4 – кровля зоны перехода кора – мантия; 5 – подошва зоны перехода кора – мантия; 6 – мантийные разломы, разрывающие границы M_1 и M_2 ; 7 – внутрикоровые разломы; 8 – рудопроявления урановой минерализации; 9 – обменоспособность среды (относительная интенсивность обменных волн (PS) в процентах)

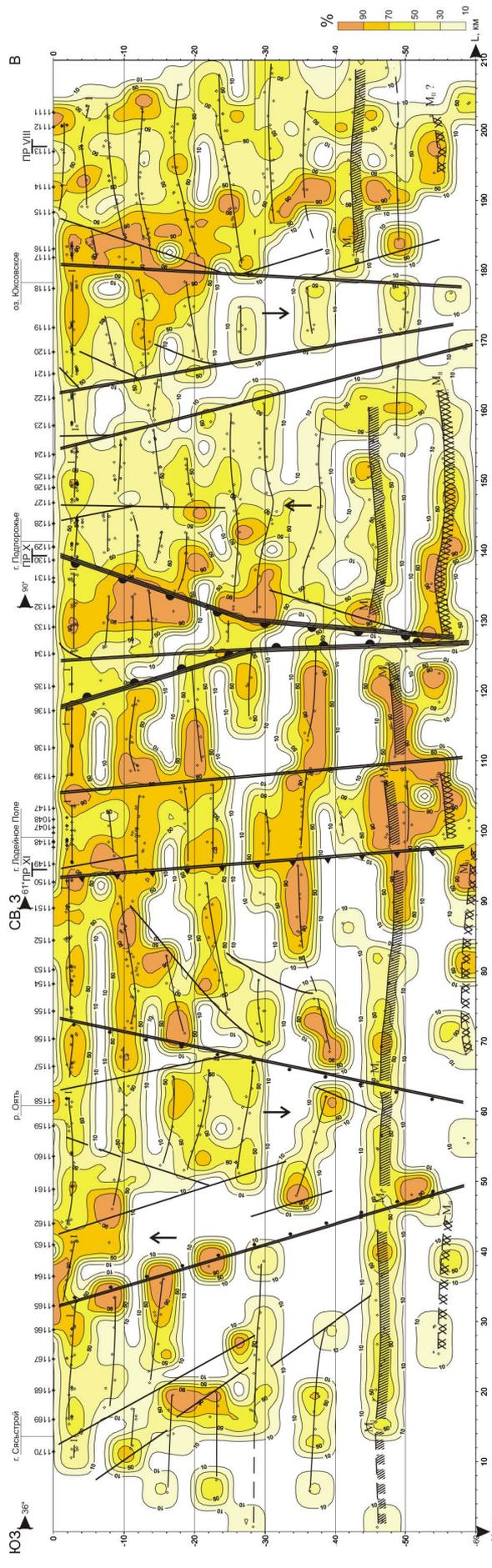
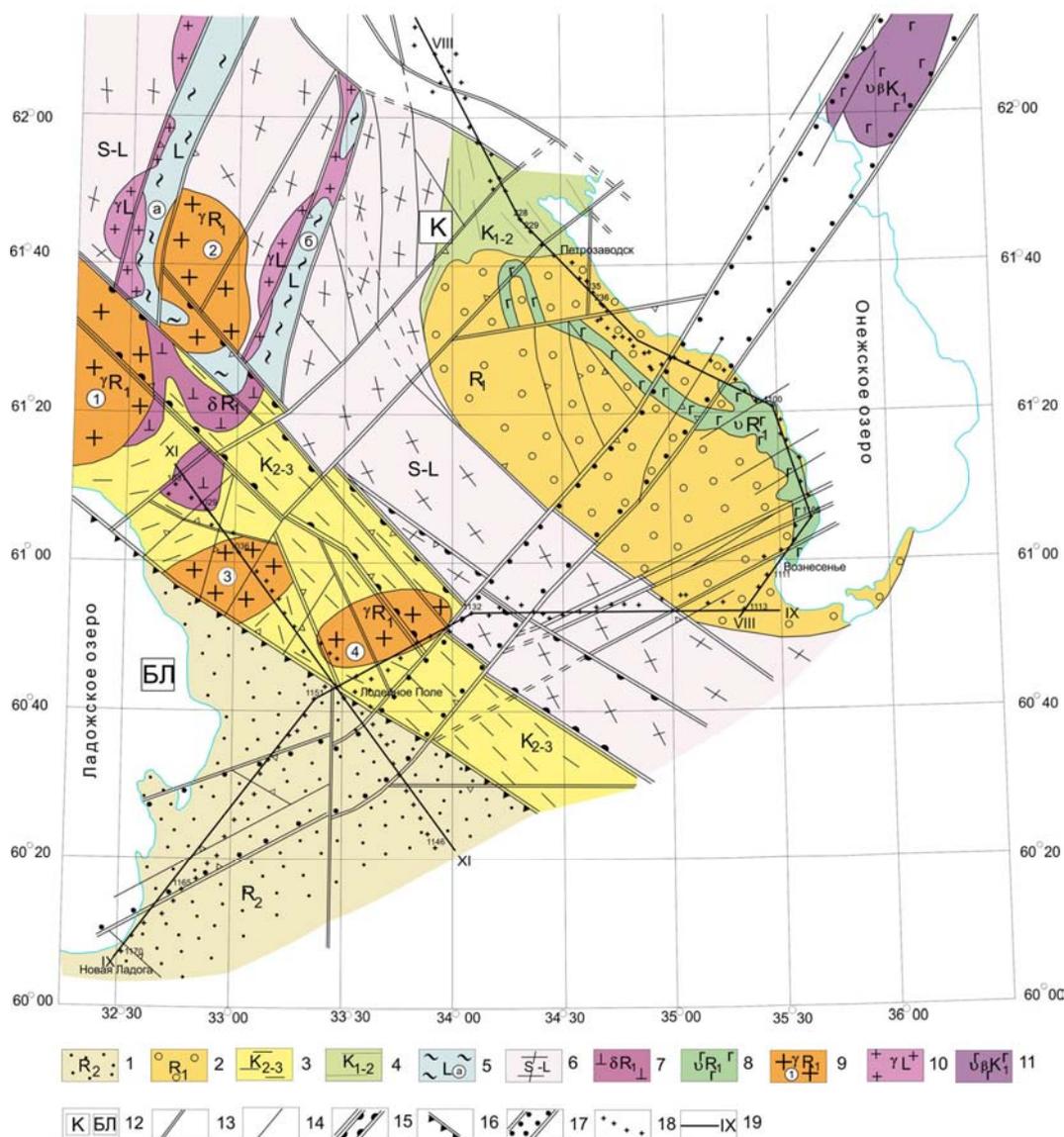


Рис. 2.8. Глубинный разрез и обменность среды по профилю МРС-МОВ3 IX (Новая Ладога – Вознесенье)

С переходом на восток от ПК 1129 до ПК 1117 выделяется блок земной коры со слабым полем обменных волн, в котором прослежена Вознесенская зона разломов. Поверхность M_1 на этом участке профиля резко поднимается сразу за Янисъярвинской зоной до 46 км и не прослеживается в глубинной части Вознесенской зоны.

Восточный участок профиля вошел в блок, который характеризуется повышенной расслоенностью земной коры. Глубина до поверхности M уменьшается по сравнению с предыдущим и составляет 42 км. На западе блока прослежена глубинная (до верхней мантии) зона повышенного напряженного состояния, падающая на восток под Онежское озеро, которая может быть западным контактом Онежско-Белозерской рифтовой зоны.

По этим данным построена схема тектонического районирования Онежско-Ладожского перешейка (рис. 2.9). Отмечается отсутствие региональных сейсмических данных о глубинном строении



1. Салминская свита среднего рифея. Конгломераты, гравелиты, песчаники, вулканиты. 2. Петрозаводско-шокшинская толща раннего рифея. Песчаники, алевриты, кварцито-песчаники, фаниты. 3. Ладожская серия калевиа и сортавальская серия лудовия. Эпидот-биотитовые, амфибол-биотитовые графитосодержащие сланцы и гнейсы. 4. Ятулий нижнего-среднего карелия. Песчаники, алевриты, доломиты, шунгитосодержащие сланцы-аргиллиты. 5. Гимольская серия лопия. Вулканогенно-осадочные образования гранит-зеленокаменных поясов: Хаутааварского (а), Гирваско-Маньгинского (б). 6. Саамий-лопий нерасчленённый. Кристаллосланцево-гнейсовая толща. 7. Нориты, габбро-нориты, габбро-анортозиты раннего рифея. 8. Габбро-диабазы, габбро-долериты раннего рифея Ропручейского силла Прионежского прогиба. 9. Раннерифейские крупнопорфиробластовые микроклиновые граниты Салминского (1), Улягеского (2), Олонцкого (3), Подпорожского (4) массивов. 10. Лопийские плагиомикроклиновые граниты. 11. Раннекарельские габбро-перидотиты, габбро-пироксениты Бураковского массива. 12. Мегаблоки: К – Карельский, БЛ – Балтийско-Ладожский. 13. Мантийные разломы. 14. Внутрикоровые разломы. 15. Янисъярвинская межмегаблоковая система разломов. 16. Питкярантский рифтообразующий разлом (северный краевой разлом Пашского грабена Пашско-Ладожского авлакогена). 17. Ладожско-Онежский фрагмент Балтийско-Мезенской зоны (БМЗ) венд-палеозойской активизации. 18. Пункты сейсмологических наблюдений. 19. Профили МОБЗ и их номера

Рис. 2.9. Схема тектонического районирования Онежско-Ладожского перешейка

в юго-западной части прибрежных районов Ладожского озера. Блоковый характер строения земной коры (рис. 2.9) определяется по наличию зон тектонических нарушений различного ранга, слабой и сильной обменоспособности, расслоенности. Отмечена высокая степень деформированности земной коры в области пересечения северо-западных зон (Питкярантская, Янисъярвинская) и северо-восточных (Балтийско-Мезенская и Вознесенская). Установлено, что главные структуры района – Янисъярвинская и Балтийско-Мезенская – представляют собой системы мантийных разломов, ширина которых достигает 10–50 км. Внутреннее строение этих структур осложняется продольными, кососекущими и поперечными разломами преимущественно корового заложения, создающими в совокупности систему высокой тектонической напряженности и проницаемости, благоприятствующую подъему мантийных и коровых рудообразующих флюидов в периоды активизации.

2.1.2. Совместные работы ОГТ – МОВЗ-МРС

В процессе выполнения региональных исследований МОВЗ-МРС были установлены факты дифференциации геологических разрезов по признакам кинематического и динамического состояния блоков.

Выполненные работы по сопоставлению разрезов исследований методами ОГТ, ГСЗ и МОВЗ [Шаров и др., 2011] позволили установить связь между глубинными особенностями строения геологических разрезов и минерагеническими характеристиками блоков и разграничивающих их зон.

Система отработки объекта комплексом сейсмических методов с целью построения геолого-геофизического разреза от 1–2 метров до глубин 40–80 км представлена на рис. 2.10. Скоростные сейсмотомографические срезы позволят оценить состояние среды (трещиноватость, обводненность) на различных глубинах (рис. 2.11).

При анализе положений зон повышенных градиентов скоростей часто отмечается согласованность ориентации положения таких зон с известными тектоническими швами, что позволит при анализе томографических построений (с привлечением геологических данных) определить индивидуальную характеристику отдельных блоков и тем самым приблизиться к прогнозированию вещественного состава и состояния геологических тел.

Глубинные разрезы до верхов мантии строятся по записям трехкомпонентных цифровых регистраторов от источников, представленных на рис. 2.2а–2.2г.

Анализ записей микросейсмического фона позволяет оценить геодинамическую активность внутри геологической среды (наличие микротресков) и определить изменение состояния среды при проведении сейсмического мониторинга (рис. 2.12).

Верхняя часть разрезов строится по записям высокочастотных механических источников и взрывов, зарегистрированных при профилных и площадных исследованиях ОГТ-МОВЗ (рис. 2.2д–2.2е). Построенные глубинные разрезы МОВЗ-МРС позволили выделить некоторые перспективные участки для постановки детальных сейсморазведочных работ МПВ-ОГТ. На разрезах МПВ-ОГТ, выполненных на Салминской и Свирско-Оятской площадях (рис. 2.13–2.15), были определены структурно-тектонические особенности верхней (2–4 м) части геологического разреза. Определена глубина протерозойского фундамента, установлены области трещиноватости и зон нарушений.

Примененный авторами сейсмотомографический метод при обработке материалов ОГТ позволил получить разрезы, характеризующие структурные и плотностные (скоростные) особенности разрезов одновременно (рис. 2.13). Основой для постановки *опытных сейсморазведочных работ МОВ-ОГТ – сейсмотомография (СТ)* на месторождении хромитовых руд явилась необходимость изучения внутренней структуры (расслоенности и блоковости) массива. На момент проведения опытных работ МОВ-ОГТ-СТ на площади исследований отсутствовали данные о скоростях в верхней части разреза (ВЧР), так как на скважинах не выполнялся сейсмокаротаж. Для проведения более уверенной обработки и интерпретации материала сейсмотомографии были выполнены «отстрелы» с выносных пунктов. Протяженность фактически выполненного профиля равнялась 1950 метрам.

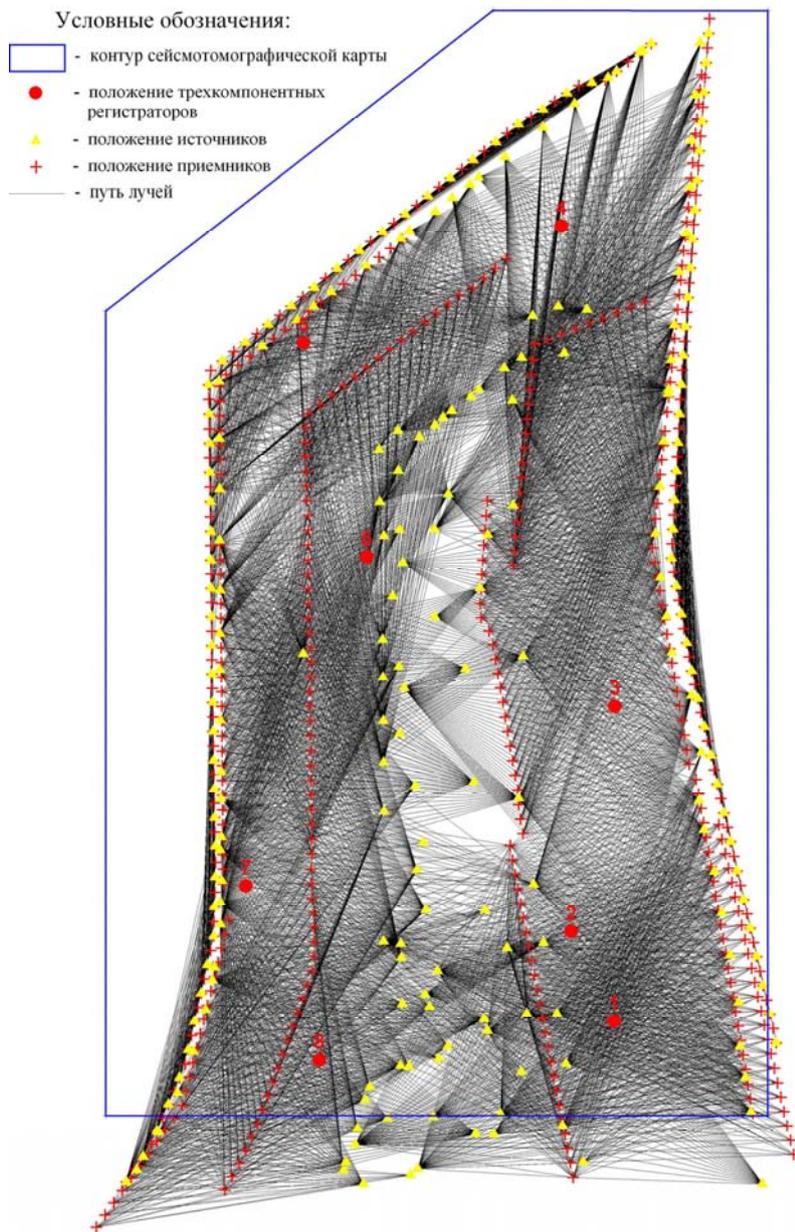


Рис. 2.10. Схема определения строения фундамента здания Главного штаба на Дворцовой площади (Санкт-Петербург) комплексом сейсмических методов

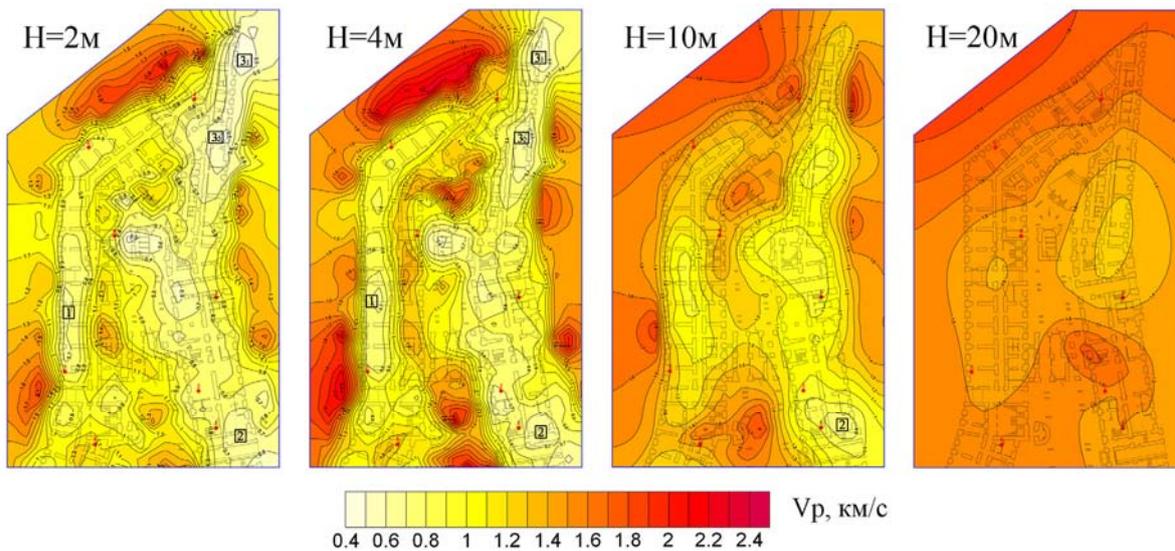


Рис. 2.11. Скоростные сейсмографические срезы для разных глубин

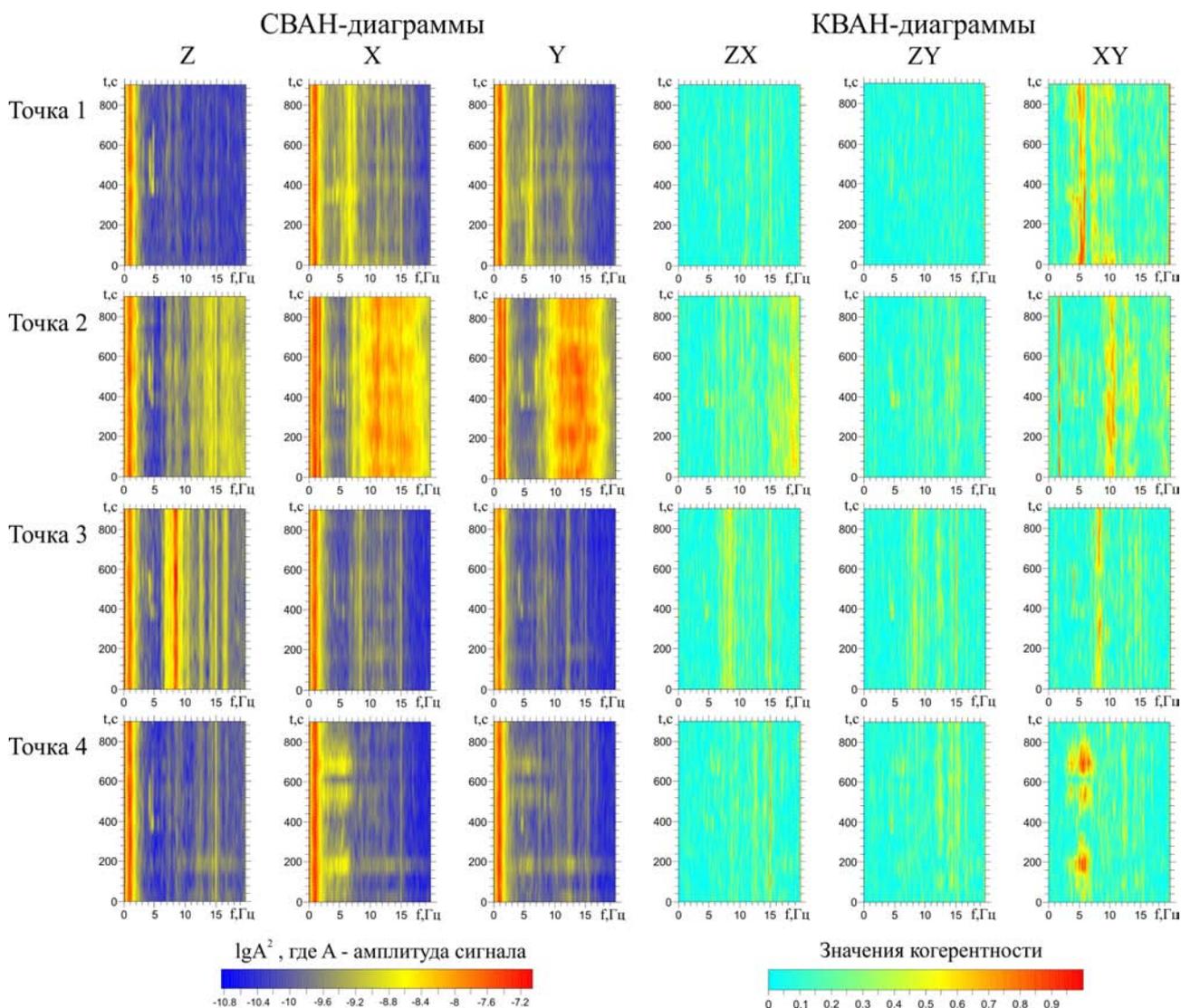


Рис. 2.12. СВАН и КВАН-диаграммы микросейсмического фона

Построенные сейсмический (ОГТ) и сейсмотомографический (СТ) разрезы хорошо увязываются. Они позволили определить строение и физические свойства массива горных пород вдоль профиля на глубинах 20–200 метров. В результате сопоставления данных ОГТ и бурения выделенный в разрезе высокоскоростной горизонт увязан с хромитовым горизонтом. Выделены две зоны дезинтеграции, ограничивающие центральный высокоскоростной блок (ПК 400 и ПК 1550), и три зоны внутри массива высокоскоростного блока, нарушающие сплошность хромитового горизонта (ПК 590, 850 и 1200).

Сейсмотомографическая обработка выполнена по волнам в первых вступлениях в варианте 3-D. В обработке использован пакет программ Firstomo Ю. В. Рослова и П. Д. Дитмара. Для надежной корреляции волн и повышения точности расчетов выполнены удары на выносных точках (74 удара на трех непродольных профилях). Установлена высокая степень корреляции разрезов МОГТ и СТ (рис. 2.13).

Геофизические исследования на Салминской площади выполнялись на всех этапах **прогнозно-поисковых** работ и при оценке известных рудных объектов. Целью геофизических исследований на этой стадии было выявление поисковых критериев, свойственных месторождениям типа «несогласия». Выбор комплекса методов при поисках месторождений типа структурно-стратиграфического «несогласия» (ССН) основывался на следующих представлениях об условиях образования и закономерностях размещения этих объектов.

1. Месторождения типа «несогласия» располагаются по периферии гранито-гнейсовых куполов, проявленных в дорифейском фундаменте, вдоль активизированных разрывных структур (обычно взбросо-надвигового типа) на участках распространения графитсодержащих гнейсов и сланцев.

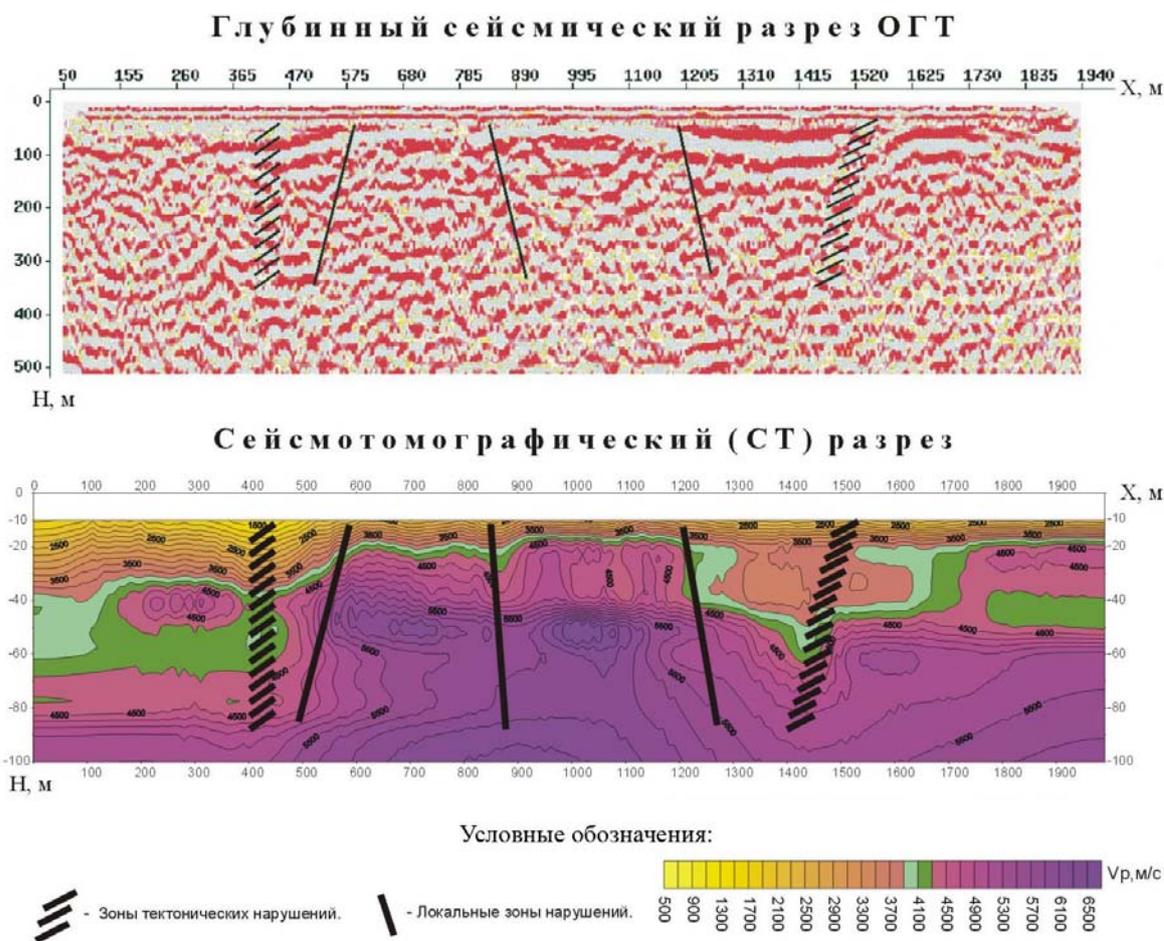


Рис. 2.13. Сопоставление сейсмических разрезов, Южная Карелия

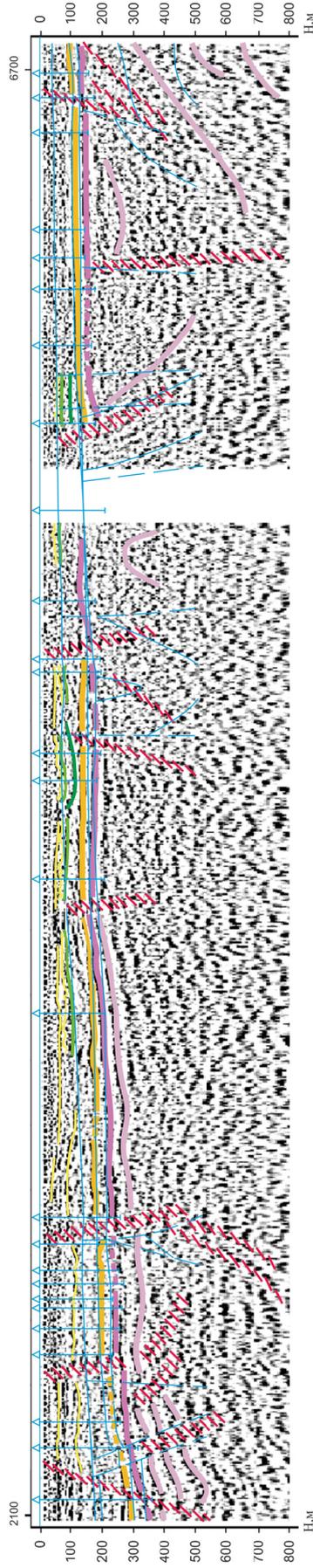
2. Оруденение локализуется в большинстве случаев непосредственно вдоль поверхности «несогласия» или на небольшом удалении от нее – как в породах фундамента, так и в песчаниках рифейского чехла, причем месторождения, уникальные по запасам (Канада, Австралия) и по содержанию минерала в рудах, встречены как в одной, так и в другой обстановке.

На участке рудного поля выполнялся комплекс геолого-геофизических работ. Одновременно велись работы по прогнозно-поисковому бурению скважин. Выполнялся анализ полученного геолого-геофизического материала. Оставалось неясным положение границ структурно-стратиграфического несогласия (ССН) по всей площади работ. С целью уточнения положения границы ССН и определения зон тектонических нарушений были выполнены профильные сейсмические работы ОГТ.

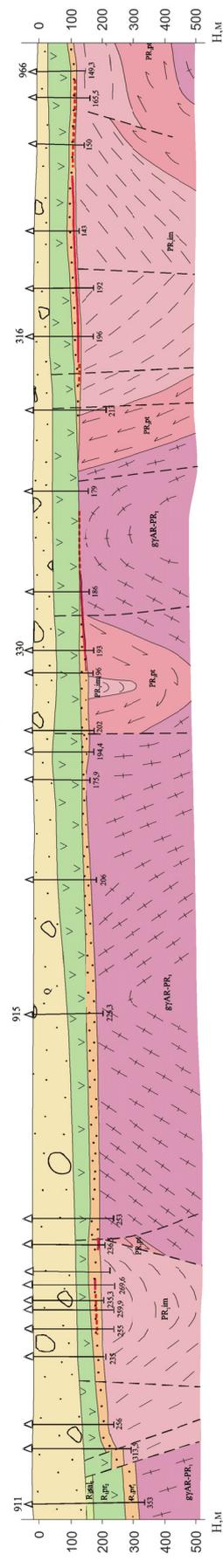
На профилях отмечается четкая прослеживаемость зоны ССН и зон тектонических нарушений. Зоны обнаруживаются как внутри кристаллического фундамента, так и в толще рифейских отложений (рис. 2.14). На сейсмических разрезах выделяются границы сред с разными физическими свойствами (скорости, акустические жесткости), а также с различными структурными особенностями (сбросы, поднятия, надвиги). Наблюдаются сейсмические границы разного характера – резкие, размытые, сплошные и с перерывами, трещиноватые. Некоторые разломы унаследуются в осадочном чехле, иногда и в четвертичных отложениях.

При совместном анализе данных бурения и результатов геофизических исследований на профилях и в скважинах можно сделать вывод, что геофизические поля в целом отражают реальное геологическое строение района и имеют картировочное значение. Данные радиогеохимических исследований хорошо совпадают с результатами, полученными по комплексу геофизических методов. Наиболее перспективными для выявления богатого оруденения представляются участки совмещения высоких значений магнитного поля ΔT (более 1000 нТл) и низких значений геоэлектрического поля. Подобные участки интерпретируются в качестве блоков фундамента, сложенных графит- и сульфидсодержащими породами импилахтинской и питкьярантской свит раннего протерозоя, над которыми в терригенно-обломочных породах рифея локализируются богатые руды.

Сейсмический разрез



Геологический разрез



У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я

	Четвертичные отложения Пески, супеси и суглинки с галькой и валунами		Нижний рифей Салминская свита		Сейсмические границы внутри четвертичных отложений
	Верхняя протерозойская свита Верхняя полесвита. Базальтовые порфириты, мацельшштейны		Нижняя протерозойская свита Верхняя полесвита. Базальтовые и диабазовые порфириты, мелкоклаксовые базальты, лабобреччи.		кровли отложений приозерской свиты
	Нижняя протерозойская свита Песчанники, гравелиты, конгломераты.		Имиллахтинская свита Бюгитовые и гранат-бюгитовые гнейсы и сланцы, мигматиты		внутри толщи базальтоидов приозерской свиты
	Питкарантская свита Амфиболиты, биотит-амфиболовые гнейсы.		Геологические границы в пределах сейсмического разреза		кровли песчаников приозерской свиты
	Геологические границы в пределах сейсмического разреза		Скважины в пределах сейсмического разреза		кровли кристаллического фундамента
	Скважины в пределах сейсмического разреза		Буровые скважины, их номера и глубины		внутри кристаллического фундамента
	Скважины в пределах сейсмического разреза		Разрывные нарушения		Зоны нарушений, выявляемые по сейсмическим данным
	Скважины в пределах сейсмического разреза		Границы стратиграфических подразделений		
	Скважины в пределах сейсмического разреза		Граничные нарушения		
	Скважины в пределах сейсмического разреза		Гранито-гнейсы, гнейсо-граниты, гнейсы, амфиболиты, мигматиты, граниты		
	Скважины в пределах сейсмического разреза		Гранито-гнейсовый комплекс архео-нижнего протерозоя		

Рис. 2.14. Глубинные разрезы по профилю XL, Салминская площадь

При поисках месторождений типа «несогласия» можно считать рациональным комплекс геофизических методов, в который входят гравиразведка, магниторазведка, электроразведка в площадной и профильной модификациях. Применение сейсморазведки в модификации ОГТ позволяет уверенно определять границу залегания зоны ССН, выделять и трассировать зоны тектонических нарушений. Поисковые критерии, свойственные месторождениям типа «несогласия»:

- Наличие архейских гранито-гнейсовых куполов среди полей развития нижнепротерозойских гнейсов и сланцев, выявление участков совмещения высоких значений уровня магнитного поля (более 1000 нТл) и низких значений геоэлектрических сопротивлений (менее 100 Ом × м) (гравиразведка, магниторазведка, электроразведка).
- Обнаружение и изучение рельефа поверхности структурно-стратиграфического «несогласия» – ССН (сейсморазведка, скважинное бурение).
- Изучение структурно-тектонических обстановок в верхних частях (0–500 м) геологического разреза (сейсморазведка).
- Поиски путей транспортировки флюидопотоков и выделение зон дезинтеграции среды. Определение связей тектонических нарушений в кристаллическом фундаменте с глубинными зонами нарушений (сейсморазведка).

Сейсморазведочные работы имеют многоцелевое назначение: обнаружение и изучение рельефа поверхности структурно-стратиграфического «несогласия» (ССН); изучение структурно-тектонических обстановок в верхних частях (0–500 м) геологического разреза; определение связей тектонических нарушений в кристаллическом фундаменте с глубинными зонами нарушений.

После проведения опережающего комплекса геофизических работ на выделенных перспективных участках предусматривается оценочное, поисково-оценочное или поисково-картировочное бурение.

На *Свирско-Оятской площади* по результатам региональных работ МОВЗ-МРС была выделена зона глубинного нарушения на профиле 4, подходящая к поверхности земли до глубин 0.7–1.0 км. С целью уточнения минерагенических характеристик разреза на пересечении с профилем 4 МОВЗ выполнен профиль S5 ОГТ (рис. 2.15). Обнаруженное нарушение кристаллического фундамента на пересечении профилей позволило оценить перспективы минерагении в этой области.

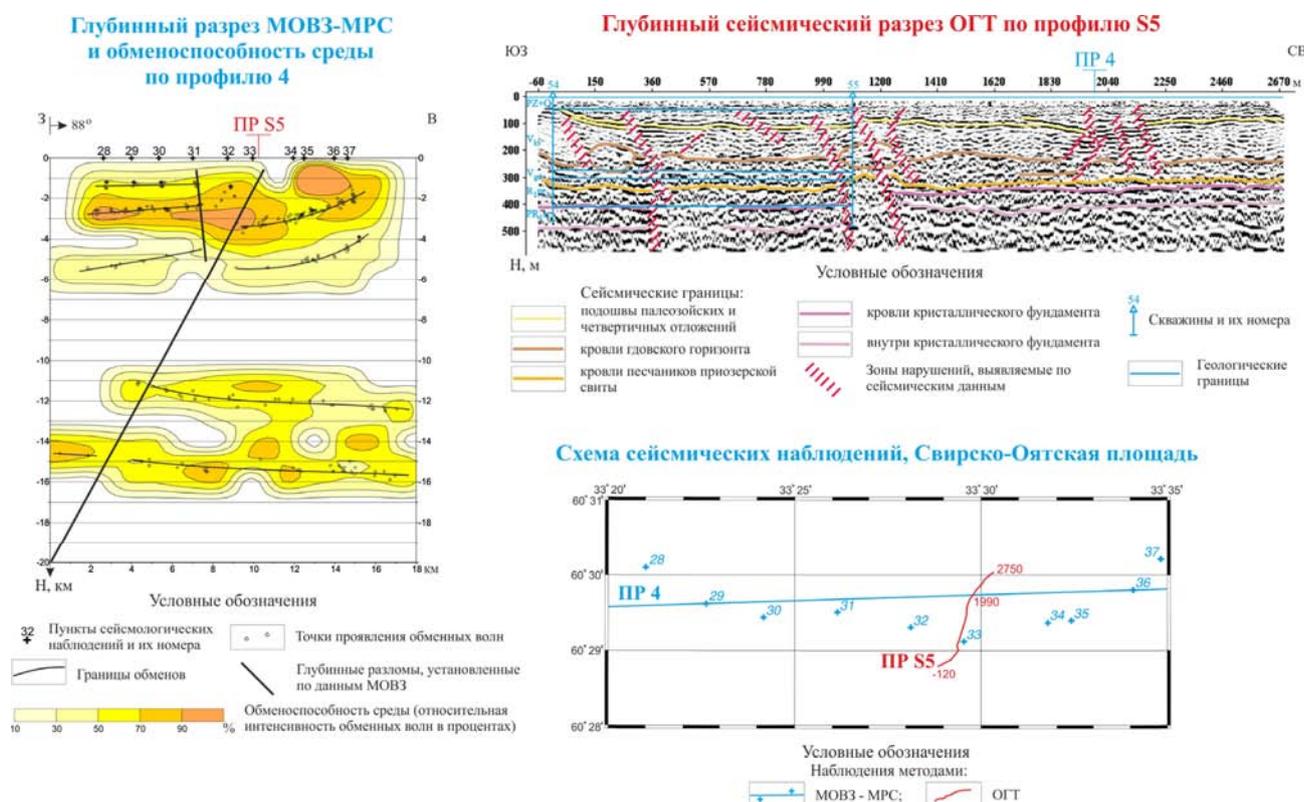


Рис. 2.15. Сопоставление результатов региональных (МОВЗ-МРС) и детальных (ОГТ) сейсмических работ, Свирско-Оятская площадь

Выполненные комплексные сейсморазведочные (ОГТ) и сейсмологические (МОВЗ-МРС) работы позволили создать эффективную методику сейсмического микрорайонирования (СМР) площадей при инженерно-геологических работах. На рис. 2.16 представлены четыре основных вида карт, по которым можно оценить геодинамическое состояние грунтов на площади работ от 1.5–2 метров до 500–1000 метров.

Таким образом, при проведении одновременных сейсмологических (МОВЗ-МРС) и сейсморазведочных (МПВ-ОГТ) работ возможно одновременно решать задачу изучения глубинного строения от 1–2 км до 50–80 км и детальных площадных наблюдений с построением карт геодинамической (сейсмической) опасности территорий.

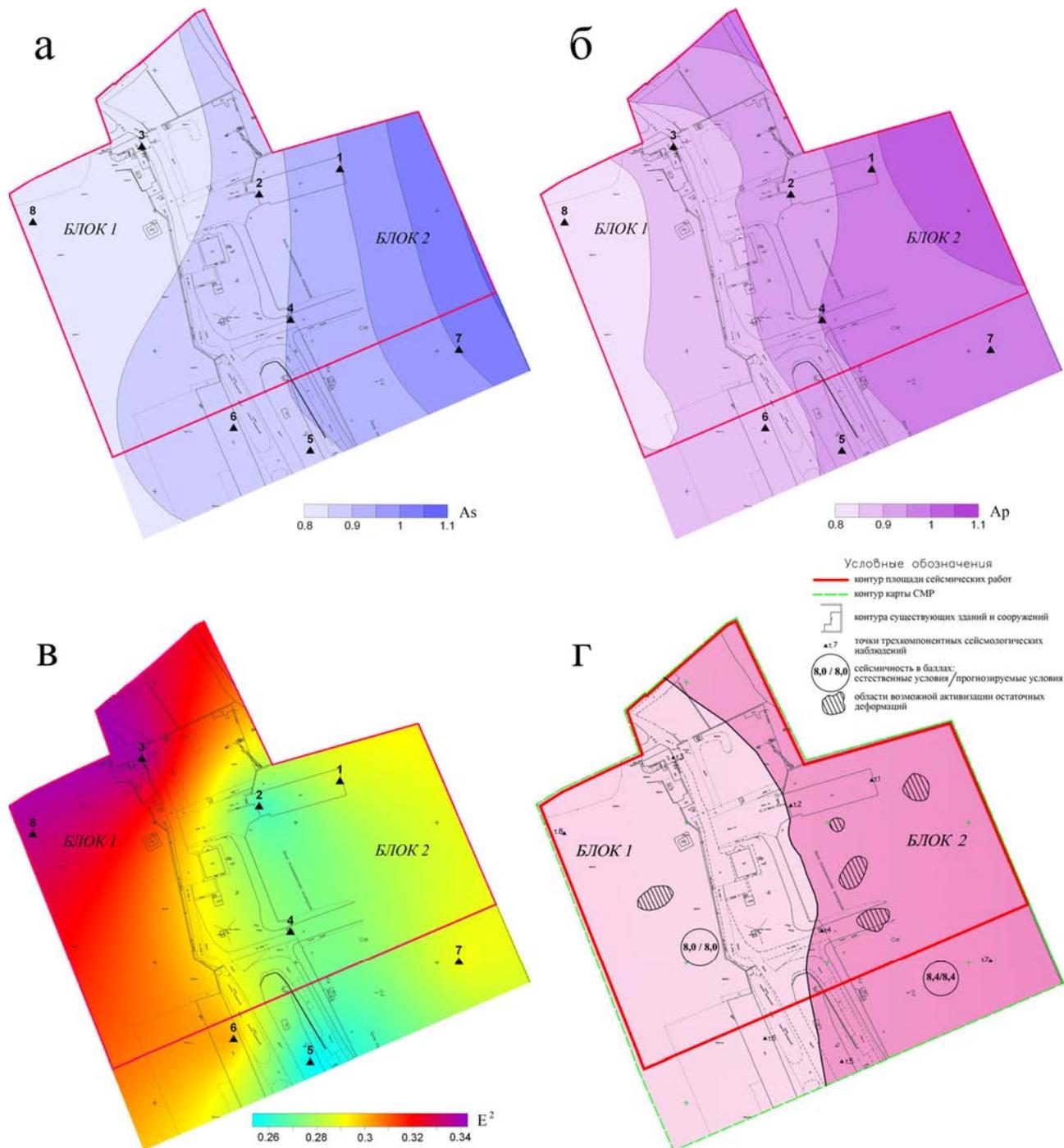


Рис. 2.16. Комплексный анализ геодинамического состояния грунтов:

а – относительные интенсивности S-волн; б – относительные интенсивности P-волн; в – геодинамическая активность внутри среды; г – карта СМР участка строительства

2.1.3. Результаты НСП Ладожского озера

Комплексные опытно-методические и геолого-съёмочные работы ВСЕГЕИ в сотрудничестве с СЗДПР и другими организациями послужили основой для изучения геологического строения и тектоники Ладожского озера. Приоритетную роль в расчленении осадочного чехла играло непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП) и драгирование. Их дополнили последующие обобщения с применением современных компьютерных технологий и специализированного моделирования [Ладожское озеро..., 2015; Амантов, 2016].

В ладожском сегменте зоны перехода от Фенноскандинавского щита к Русской плите кристаллический фундамент представлен архейскими и раннепротерозойскими (преимущественно свевокарельскими) структурными комплексами, дооформленными в процессе готской активизации массивами рапакиви-габбро-анортозитов. Плитный (ортоплатформенный) чехол начал формироваться с позднего венда. Особенности же котловины Ладожского озера связаны с распространением квазиплатформенных раннерифейского, а также более молодых осадочных и вулканогенных комплексов предположительно поздне-рифейско-ранневендского возраста, условно относящихся к свеконорвежской активизации (рис. 2.17). Они слагают Ладожско-Пашскую грабен-синклинали (ЛППГ), которая принадлежит к особому семейству рифейских структур, отличному от более молодых линейных протяженных авлакогенов.

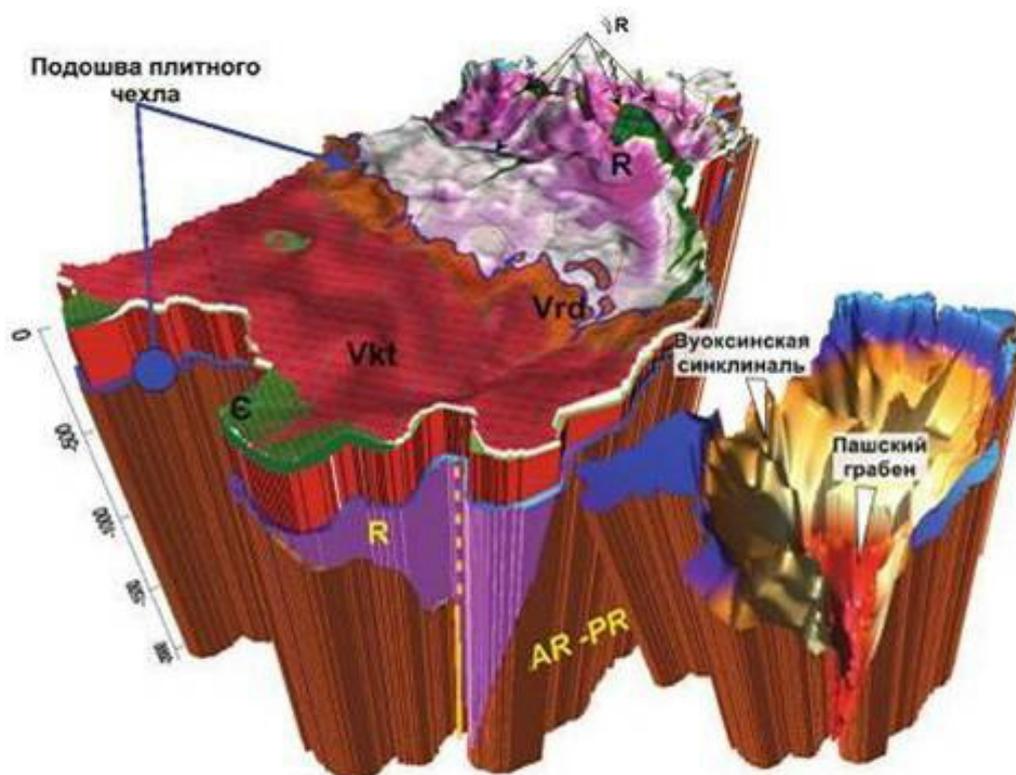


Рис. 2.17. Упрощенная структурная модель окраины Фенноскандинавского щита в пределах Ладожского озера [Амантов, 2014]:

вишневые оттенки – структурные комплексы фундамента архейского либо раннепротерозойского возраста (фундамент); фиолетовые оттенки (R) – раннерифейские и поздне-рифейские-ранневендские (?) комплексы; vR – выходы некоторых магматических тел рифейского возраста (Валаамский силл и др.); плитный (ортоплатформенный) чехол, подошва плитного чехла маркирована цветом; Vrd – поздний венд, редкинский горизонт, Vkt – поздний венд, котлинский горизонт, C – кембрий. AR – PR – архейско-протерозойские комплексы, нерасчлененные. Врезки (справа) – гипотетическая поверхность фундамента

Плитный чехол, представленный преимущественно отложениями позднего венда, был сейсмографически расчленен детальнее по сравнению с прилегающей сушей и коррелирован с разрезами скважин побережья. Для него характерно спокойное пологое моноклинальное залегание с падением на юго-восток (рис. 2.18). Отдельные нарушения находят отражение в плитном чехле [Амантов, Амантова, 2014], обычно наследуя выраженные рифейские структурные элементы, такие как Вуоксинская рубцовая синклинали и Пашский грабен.

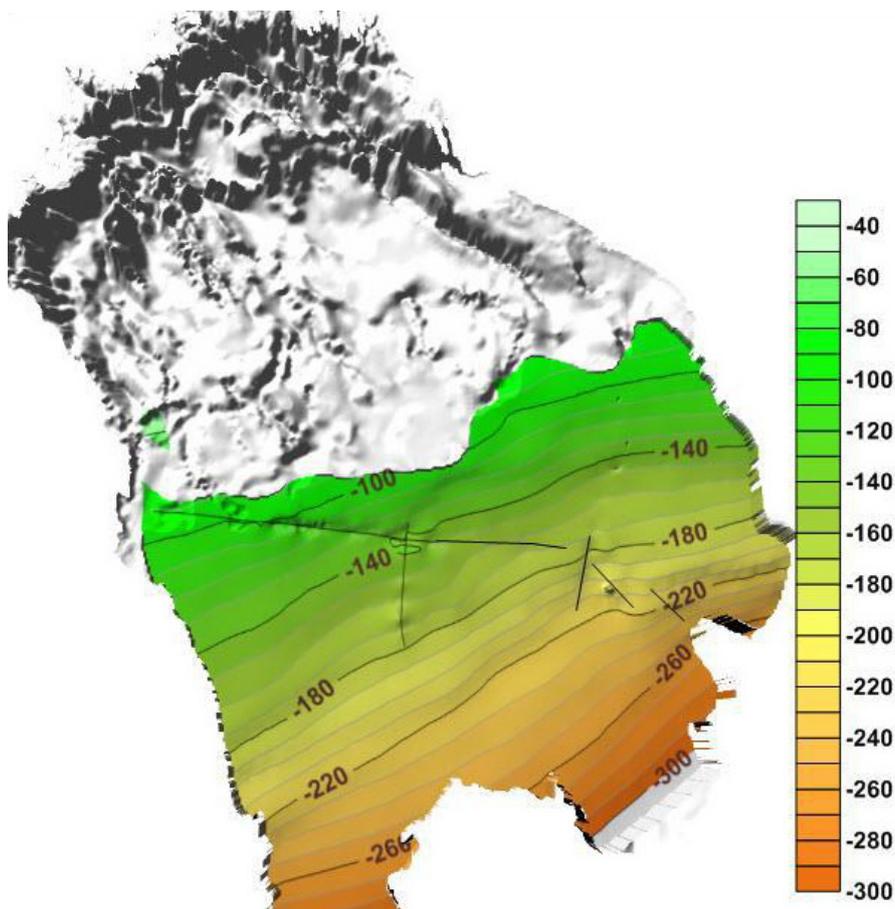


Рис. 2.18. Рельеф подошвы плитного чехла в метрах (горизонт А1)

Контрастный рельеф северной части котловины Ладожского озера нередко связывают с проявлениями масштабной блоковой неотектонической активности. Однако механизм образования котловины Ладожского озера связан с избирательной денудацией в геоморфологически predeterminedной зоне изменения ледникового воздействия. Он типичен для окраин Фенноскандинавского и Канадского щитов, подвергавшихся многократным плейстоценовым оледенениям. Северная переуглубленная часть котловины рассматривается как самый крупный в мире ледниковый цирк [Амантов, 2014]. В рельефе дочетвертичных образований он получил наиболее четкое оформление к концу наиболее мощного и продолжительного днепровского оледенения, как и большинство наиболее глубоких и протяженных туннельных долин. Многие из них выражены в современном рельефе.

2.1.4. Итоги и перспективы дальнейших исследований

1. В результате выполненных сейсмических работ методом разведочной сейсмологии МРС-МОВЗ на территории Онежско-Ладожского геоблока построены глубинные разрезы земной коры от 1.0–1.2 км до верхов мантии (40–60 км). Выделены блоки, зоны, их разграничивающие, даны их геодинамические характеристики (обменоспособность земной коры).

2. При сопоставлении глубинных разрезов различных минерагенических провинций установлено, что при существующей разнице в истории развития и современных геодинамических обстановках обнаруживаются общие черты глубинного строения:

- Основные перспективные минерагенические блоки земной коры, выделенные по геофизическим данным, расположены на контактах либо между контактами глубинных зон нарушений и в областях повышенных значений обменоспособности.
- Наличие клиновидной области отсутствия обменных волн в верхней части земной коры («зоны молчания»).
- Обязательное примыкание контрастной зоны к сквозькоровой мантийной тектонической зоне на глубине средней коры (10–20 км).

- Наличие сквозькоровых (мантийных) тектонических зон, контролирующих ступень на границе Мохоровичича. Как правило, это зоны, подновляемые в различных эпохах активизации.
 - Обменные волны на границе Мохо вблизи контакта с мантийной зоной имеют повышенную интенсивность (области дезинтеграции и повышенных геодинамических напряжений).
3. Отмеченные общие черты глубинного строения ЗК рудных районов различных минерагенических провинций позволяют использовать при прогнозных исследованиях подход в виде метода аналогий.
4. Построены сейсморазведочные разрезы МПВ-ОГТ, полученные на Салминской и Свирско-Оятской площадях. Глубина исследований от 1–2 м до 300 м.
5. Полученные данные свидетельствуют о необходимости доизучения глубинного строения земной коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита сейсмическими методами с целью построения равномерно обоснованной карты тектонического районирования с элементами металлогенического прогноза территории. Для этого необходимо выполнить сейсмические исследования глубинного строения «суша – море» в Ладожском блоке с использованием источников в акватории Ладожского и Онежского озер (пневмоизлучатели) и профильно-площадной регистрацией всех типов источников (землетрясений, взрывов, пневмоизлучателей) на суше и в акватории.
6. Современное геодинамическое состояние грунтов в проектных и разрабатываемых карьерах требуется контролировать при помощи сейсмогеодинамического мониторинга с выполнением сейсмического микрорайонирования. Цель таких работ – предотвращение аварийных ситуаций и повышение надежности принятия геотехнических решений.

2.2. ГЛУБИННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Новая информация о структуре земной коры на профилях ОГТ оказывается принципиально иной по сравнению с данными ГСЗ. Геологическая интерпретация материалов, полученных методами ОГТ, ГСЗ, МОВЗ (метод обменных волн землетрясений) на одном и том же профиле, позволяет составить наиболее полную и разностороннюю картину глубинного строения кристаллической коры и литосферы в целом, так как эти методы подчеркивают различные особенности среды. Методом ОГТ на глубинах, охватывающих всю мощность коры и верхнюю часть литосферной мантии, регистрируются сейсмические отражения, генерирующиеся на литологических границах и границах, созданных тектоническими нарушениями. По материалам многоволновой сеймики ГСЗ, МОВЗ получают сведения о скоростной характеристике отдельных блоков земной коры, прослеживаются глубинные разломы и другие латеральные неоднородности в средней и нижней коре, детально прорисовывается рельеф поверхности М.

Район исследований (60–64° с.ш., 24–36° в.д.) включает приграничную территорию (рис. 2.19) юго-восточной Финляндии и юго-западной Карелии. Это область соприкосновения наиболее древней части щита – Лапландско-Карельской и более молодой Свекофеннской провинции. Территория особенно благоприятна для изучения внутренней структуры кристаллической коры, так как здесь отсутствует искажающее влияние осадочного чехла, что создает хорошие возможности для непосредственного исследования и сопоставления глубинных геологических и геофизических данных.

Сейсмические работы, проведенные за последние 35 лет, были весьма разнообразны как по масштабам изучения строения земной коры, так и по методам. Однако некоторые результаты этих исследований до сих пор неоднозначны и весьма противоречивы. Ниже предпринята попытка систематизации результатов многолетних сейсмических исследований, дополненных новейшими данными. Это позволяет выявить детали глубинного строения земной коры, уточнить ее состав, структуру и скоростной разрез.

2.2.1. Общая характеристика полученных материалов

В конце прошлого века глубинные сейсмические исследования на территории Финляндии и России получили широкое развитие благодаря реализации ряда международных и отечественных профилей ГСЗ (рис. 2.19, табл. 2.1). Однако обработка полученных данных проведена с разной детальностью. В последние годы исследования выполнены по методике ОГТ с вибраторами, максимальной длиной годографа 15 км, записи 18–25 с, что позволило зондировать до глубины 50–60 км.

Профиль *Балтик* (рис. 2.19). Сейсмические наблюдения проведены методом ГСЗ при возбуждении упругих волн как специальными, так и промышленными взрывами. Отдельные группы волн коррелируются с разрывами (рис. 2.20, а). Для каждого блока составлялись индивидуальные модели верхней части разреза. Скорость вблизи дневной поверхности на большей части профиля составляет 6.0–6.2 км/с, на отдельных участках – 6.4–6.5 км/с (рис. 2.20). Интервальная скорость на глубинах 5–9 км оценивается в пределах 6.2–6.4 км/с. Эта оценка является, скорее всего, максимальной, что обусловлено известным эффектом квазианизотропии. Средняя скорость для верхних частей коры (до 10 км) не превышает 6.1–6.2 км/с, т.е. оказывается меньшей, чем интервальная. Такое может быть объяснено наличием в рассматриваемой части коры неоднородностей с относительно пониженной скоростью, определение их параметров (скорости и мощности) затруднено. Глубже (10–20 км) интервальная скорость нарастает до 6.6 км/с.

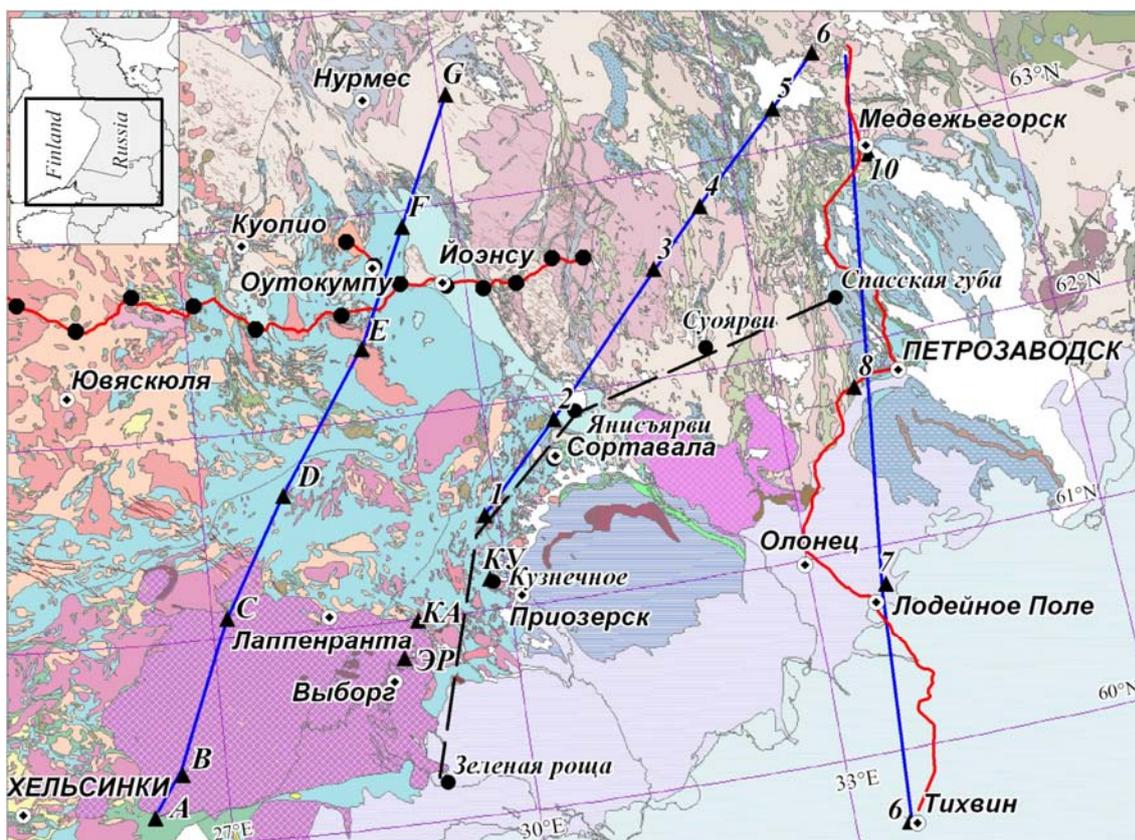


Рис. 2.19. Фрагмент геологической карты юго-восточной части Фенноскандинавского щита [Koistinen et al., 2001] и местоположение глубинных сейсмических профилей:

FIRE-3, 3а (Мёнкё – Оутукумпу – Виниярви – Леппявирта); Балтик; Приладожский (Лахденпохья – Сегозеро); Зеленая Роща – Спасская Губа; Сегежа – Тихвин (1-ЕВ). На врезке квадратом очерчен район исследований

Таблица 2.1

Сейсмическая изученность земной коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита

Профиль	Длина, км	Год выпуска	Глубина до М, км	V ср до М, м/с	Vг по М, км/с	Литературный источник
Приладожский (Лахденпохья – Сегозеро)	300	1980	41–45	6.4	7.8–8.0	Литвиненко и др., 1982; Гончаров и др., 1991; Глубинное..., 2004
Балтик	450	1982	40–64	6.7	8.0–8.2	Luosto et al., 1990; Шаров, 1993
FIRE-3, 3а (Мёнкё – Оутукумпу – Виниярви – Леппявирта)	158 448	2002	45–60	–	–	Kukkonen, Lahtinen, 2006; Korja, Heikkinen, 2008; Kukkonen, 2011
Зеленая Роща – Спасская Губа	390	2000 2001	35–48	–	–	Глубинное..., 2004; Шаров и др., 2004
1-ЕВ участок (Сегежа – Тихвин)	600	2001 2003	40–45	6.4–6.6	8.2–8.4	Глубинное..., 2004; Строение..., 2005; Сулейманов и др., 2007

По волнам, доминирующим на монтажах, построены отражающие границы на глубинах 5–13, 15–20 и 26–35 км (рис. 2.20, б). Аномальные отклонения экспериментальных годографов относительно расчетных в большинстве случаев наблюдаются в местах пересечения профилем, выходящим на дневную поверхность, пород, характеризующихся большой скоростью, или вблизи них. В пределах всего разреза коры выявлены наклонные глубинные разломы – границы отдельных блоков, которые претерпели горизонтальные подвижки.

Мощность коры вдоль профиля Балтик изменяется от 40 до 64 км. Наблюдается аномальная Ладожско-Ботническая зона. В сейсмическом разрезе отмечается перестройка раздела М, увеличение мощности (до 30 км) нижнего высокоскоростного слоя и глубины до границы М – 64 км. Возможно, этот слой следует рассматривать в качестве «коромантийной смеси», обычно фиксируемой под континентальными рифтовыми зонами.

По совокупному анализу геофизических и геологических данных устанавливается (рис. 2.20, в), что неоднородный скоростной состав коры в пределах профиля коррелируется с особенностями геологического строения. Структура земной коры региона имеет сложное мозаично-неоднородное строение. Блоки ограничены зонами глубинных и других крупных разломов, рассекающих всю кору или отдельные ее слои и обуславливающих тем самым дискретность ее структуры в горизонтальном направлении. Ни одна из промежуточных границ в коре не прослеживается повсеместно, но это не значит, что региональной расслоенности не существует. Она проявляется в закономерном изменении физических свойств вещества с глубиной, в сохранении мощности отдельных скоростных этажей для одинаковых геоструктур [Шаров, 1993, 2013, 2017; Павленкова, 2006].

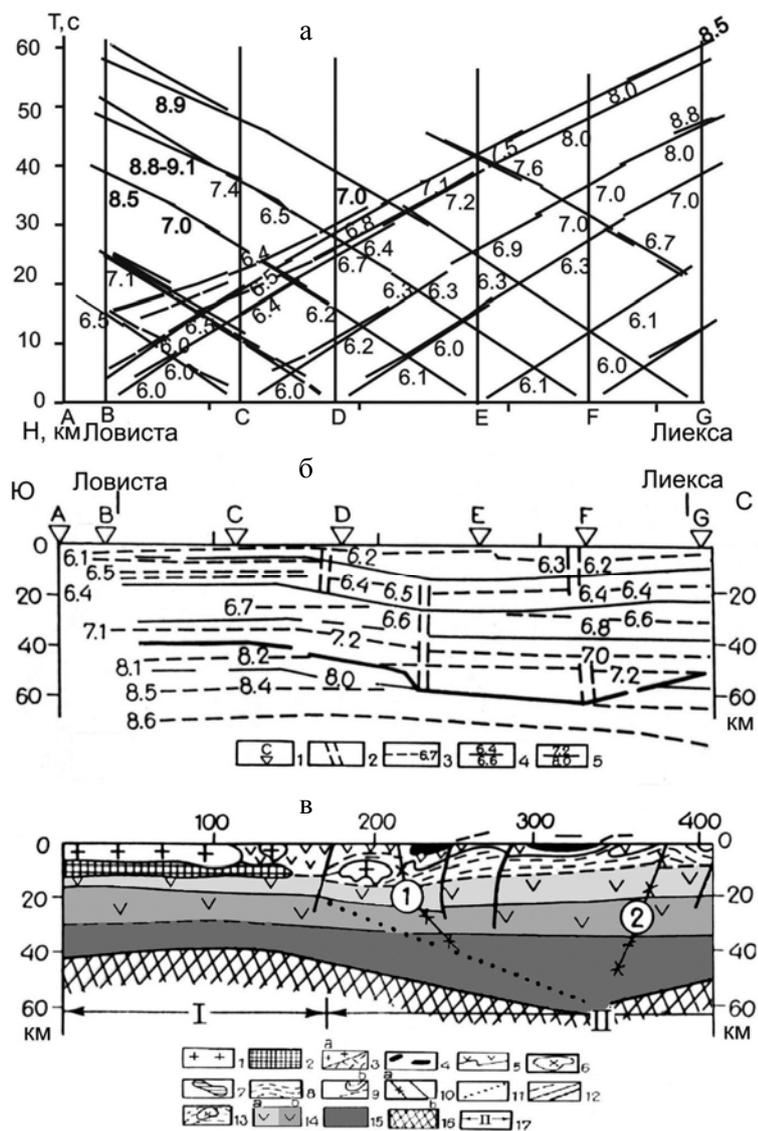


Рис. 2.20. Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Балтик [Luosto et al., 1990; Шаров, 1993; Mitrofanov et al., 1998]:

а – системы наблюдаемых годографов; б – сейсмический разрез: 1 – пункты взрыва; 2 – глубинные разломы; 3 – преломляющие границы с граничными скоростями (км/с); 4 – отражающие границы с характеристикой скорости (км/с); 5 – граница М, построенная по отраженным и преломленным волнам с характеристикой скорости (км/с); в – геолого-геофизическая модель: 1 – рапакиви-граниты (1.7–1.6 млрд лет); 2 – габбро-анортозиты, диабазы (1.7–1.6 млрд лет); 3а – граниты и 3б – гранодиориты (1.9–1.8 млрд); 4 – перидотиты, серпентиниты, габброиды и основные вулканические образования (2.0–1.9 млрд лет); 5 – вулканогенно-осадочные образования (2.2–1.8 млрд лет); 6 – граниты, гранодиориты (2.8–2.6 млрд лет); 7 – габброиды, габбро-анортозиты (2.6–2.8 млрд лет); 8 – архейские гнейсы и сланцы; 9 – геоэлектрические границы; 10а – главные и 10б – второстепенные разрывные нарушения, разломы (цифрами в кружках); 11 – пологие границы, предполагаемые по геологическим данным; 12 – геофизические коровые границы; 13 – верхний слой (верхний этаж) ($V = 5.9\text{--}6.2$ км/с, $\sigma = 2.6\text{--}2.75$ г/см³); 14 – средний ($V = 6.3\text{--}6.5$ км/с, $\sigma = 2.75\text{--}2.9$ г/см³) и нижний ($V = 6.6\text{--}6.8$ км/с, $\sigma = 2.9\text{--}3.0$ г/см³); 15 – коромантийный слой ($V = 7.0\text{--}7.3$ км/с, $\sigma = 3.0\text{--}3.2$ г/см³); 16 – граница М, мантия ($V = 8.0\text{--}8.2$ км/с, $\sigma = 3.35$ г/см³); 17 – тектоническое районирование (I – Свекофенский геоблок, II – Карельская кратон)

Из региональных границ в кристаллической коре наиболее известны границы K_1 и K_2 , которые разделяют три этажа земной коры со скоростью продольных и поперечных волн: 5.8–6.3 и 3.5–3.8 км/с (верхний этаж), 6.3–6.7 и 3.6–3.9 км/с (средний), 6.8–7.3 и 3.7–4.2 км/с (нижний). Наиболее надежно граница K_1 выявлена по интенсивным обменным волнам. В ГСЗ ей иногда отвечает серия отражающих площадок на глубине 12–20 км, но чаще всего это условная граница, отделяющая верхний слой коры с резко меняющейся скоростью по латерали от ослабленного промежуточного, где скорость меняется в более узких пределах (6.2–6.4 км/с).

Другую природу, очевидно, имеет граница K_2 , прослеженная по отраженным и обменным волнам на глубине 20–35 км со скоростью продольных волн 6.8–7.1 км/с. Разделяемые ею скоростные этажи в отдельных блоках различаются средними величинами сейсмической скорости 0.2 км/с. Преобладающая скорость выше этой границы (6.5–6.6 км/с) соответствует кислым породам амфиболитовой фации метаморфизма. Ниже границы K_2 скорость превышает величину 6.8–7.0 км/с. Это может быть субстрат, представленный смесью основных и ультраосновных пород.

Волны K_1 и K_2 часто выделяются в последующих вступлениях. Их большая интенсивность позволяет относить их к отраженным или обменным волнам от достаточно резких границ. По соотношению времен прихода волн K_1 и K_2 с их аналогами в первых вступлениях можно предположить, что они сформированы отраженными и преломленными волнами от кровли слоев со скоростями 6.4–6.7 км/с и 6.7–7.0 км/с, соответственно.

В целом сравнительный анализ волновых полей по всем профилям региона позволяет выбрать некую общую (базовую) модель земной коры, которую можно использовать как исходную для выявления общих тенденций изменения физических параметров кристаллической коры по площади. Такая модель является определенной формой аппроксимации реальной скоростной структуры коры, она позволяет представлять разрезы для всех профилей в единой форме и проводить построение трехмерной скоростной модели [Шаров, 1993, 2013, 2017; Павленкова, 2006].

В качестве такой опорной модели для кристаллической коры исследуемого региона была выбрана четырехслойная модель со скоростями продольных волн 5.9–6.2 км/с в верхнем слое (верхний этаж), 6.3–6.5 км/с в среднем, 6.6–6.8 км/с в нижнем и 7.0–7.3 км/с в коромантийном (рис. 2.20, в). Четвертый высокоскоростной слой присутствует в районах с повышенной мощностью земной коры и часто входит в третий (нижний) слой. Слои разделены отражающими горизонтальными K_1 и K_2 и отделены от верхней мантии границей M со скоростью 8.0–8.2 км/с. Граница K_1 залегает на различных глубинах, в верхней части коры имеются высокоскоростные внедрения и низкоскоростные пропластки мощностью 3–8 км в отдельных блоках. Граница K_2 , скорее всего, обусловлена изменением реологических свойств пород на больших глубинах, и поэтому с ней не связано изменение плотности. Исходя из опыта моделирования, граница K_1 чаще всего отражает изменение петрофизических свойств – увеличение основности пород разреза, что, как правило, отражается в увеличении плотности.

Профили Мёнкё – Оутокумпу (FIRE-3) и Виниярви – Леппявирта (FIRE-3a). Профиль FIRE-3 пересекает зону контакта Карельского кратона и Центрально-Финляндского блока (район Оутокумпу), где в 2004 г. пробурена скважина OD глубиной 2516 м. Скважина Оутокумпу прошла зону контакта пород архей – протерозой на глубине 1310 м. В интервале 1650–2516 м слюдястые сланцы перемежаются со слоями биотитовых гнейсов, пегматитовых гранитов [Kukkonen, 2011].

Профиль FIRE-3a является продолжением FIRE-3 на запад и пересекает Ладожско-Ботническую шовную зону (рис. 2.21). На сводном сейсмическом разрезе (рис. 2.21, а) по данным метода ОГТ пологопадающие отражения видны лучше, чем крутопадающие структуры, в силу избирательности метода. Слабая отражательная способность обычно указывает на породы либо с небольшими контрастами плотности и скорости (акустической жесткости), либо с отсутствием таковых, например, монотонные интрузии или участки древней коры, в которых внутренняя структура стала однородной в масштабе отражательной способности до деформации. Границы тектонических блоков – это либо надвиги, либо нормальные разломы, либо разломы со смещением по простираанию, которые разделяют блоки, отличающиеся отражательными свойствами [Korja, Heikkinen, 2008].

Ладожско-Ботническая зона (рис. 2.21, б) выглядит как серия субвертикальных прозрачных зон, пронизывающих всю кору. Между главными сбросами амплитуды отражения уменьшаются. Деление земной коры на слои (рис. 2.21, б) автором проведено условно, так как отсутствуют скоростные характеристики разреза. Нижняя кора имеет низкую отражательную способность, но обладает субгоризонтальной расслоенностью.

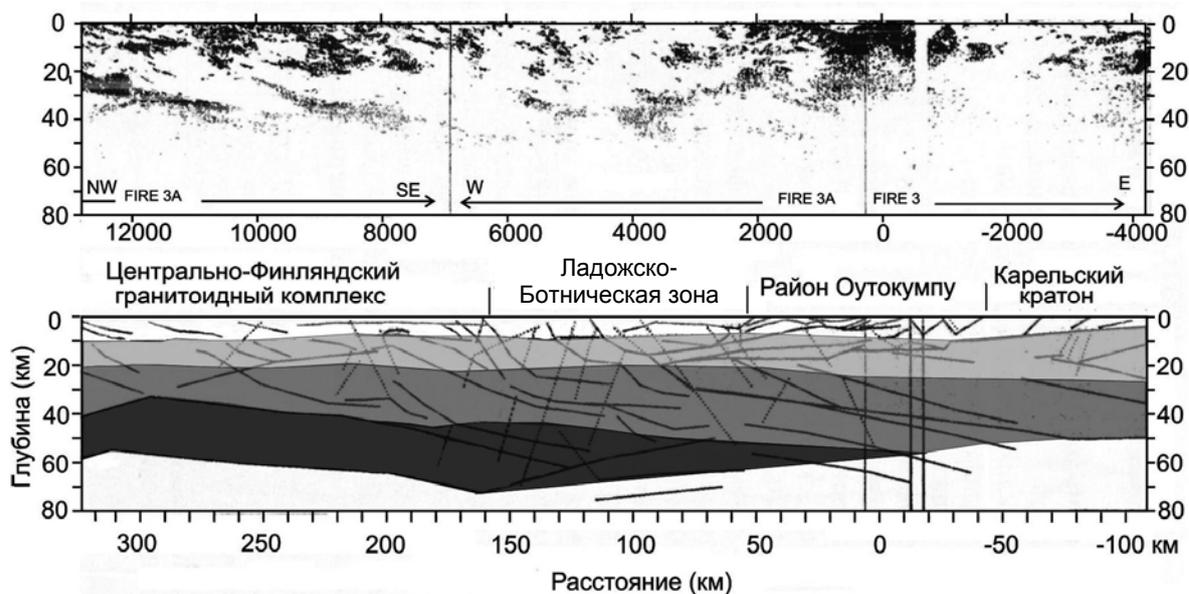


Рис. 2.21. Профиль FIRE-3 и 3а. Мигрированный временной разрез МОВ ОГТ [Kukkonen, Lahtinen, 2006] (а). Сводный глубинный сейсмический разрез ОГТ [Kotja, Heikkinen, 2008] (б), деление земной коры на слои (полутонами) проведено согласно условным обозначениям на рис. 2.20, в

Профили Лахденпохья – Сегозеро (Приладожский), Выборг – Спасская Губа (рис. 2.19, табл. 2.1) изучены, соответственно, методами ГСЗ и МОВЗ, верхние части коры специально не исследовались. Благодаря наличию удлиненного годографа от карьерных взрывов до 300 км в центральной части профиля Лахденпохья – Сегозеро под границей M_1 на глубине около 50 км выделен сейсмический горизонт M_2 со скоростью около 8.5 км/с (рис. 2.22, а). Область перехода от коры к мантии здесь представлена двумя группами волн M_1 и M_2 . Таким образом, в низах коры предполагается наличие либо пачки сильно градиентных слоев, либо слоя со скоростью около 7.5 км/с [Литвиненко и др., 1982; Гончаров и др., 1991]. В земной коре выделены сейсмические пологие горизонты, которые можно связать с относительно маломощными высокоскоростными слоями, разделяющими более мощные слои с инверсией скорости. Намечены зоны глубинных разломов, разграничивающих отдельные блоки в различных этажах коры.

На сейсмотомографическом разрезе (рис. 2.22, б) неоднородности верхней части разреза носят локальный характер, выделяются три участка с пониженной скоростью, имеющие ширину 20–35 км и глубину до 7 км. Центральная низкоскоростная аномалия меньше по ширине и погружается на юго-запад до глубины 20 км. Средняя и нижняя части земной коры имеют скорость 6.7–7.0 км/с с минимальным горизонтальным градиентом. В юго-западной части профиля в нижней коре (30–38 км) наблюдается высокоскоростная аномалия 7.4–7.5 км/с. Условное деление земной коры проведено на рис. 2.22, в.

Профиль Зеленая Роща – Спасская Губа (рис. 2.19) пересекает ключевую структуру южного склона Фенноскандинавского щита и его сочленения с Русской плитой. Центральной частью этой крупнейшей структуры является Северо-Ладожский мантийно-коровый свод, воздымание которого и проникновение вещества из мантии в земную кору определили всю сложную и специфическую обстановку региона [Глубинное строение..., 2004; Шаров и др., 2004]. Этот наиболее протяженный отрезок профиля (250 км) пересекает с юга на север Выборгский, Северо-Ладожский и Сортавальский блоки (см. рис. 2.6).

Выборгский блок характеризуется чередованием четко прослеживаемых PS-волн (высокая интенсивность 50–60 %). Расслоенность земной коры нормальная, т.е. прослежены шесть границ до M_1 . Поверхность Мохо приподнята до глубины 38 км. Характерное утонение зоны перехода кора – мантия за Сосновоборским блоком до 2 км происходит за счет резкого подъема границы M_{II} . На северо-восток от Вуоксинского разлома, имеющего сложное строение, в Приозерском блоке нижнекоровые границы перестают следовать уверенно, отсутствует граница M_{II} .

Далее к северу за Приозерским рифтообразующим разломом следует собственно Ладожская рифтовая зона, входящая в состав Ладожско-Ботнической рифтогенной системы. По результатам электроразведочных и сейсморазведочных исследований Северо-Ладожский блок обладает уникальными структурно-вещественными параметрами. По данным МОВЗ этот блок ограничивается падающими навстречу друг другу под углами 60°–40° Приозерским и Рускеальским рифтообразующими разломами.

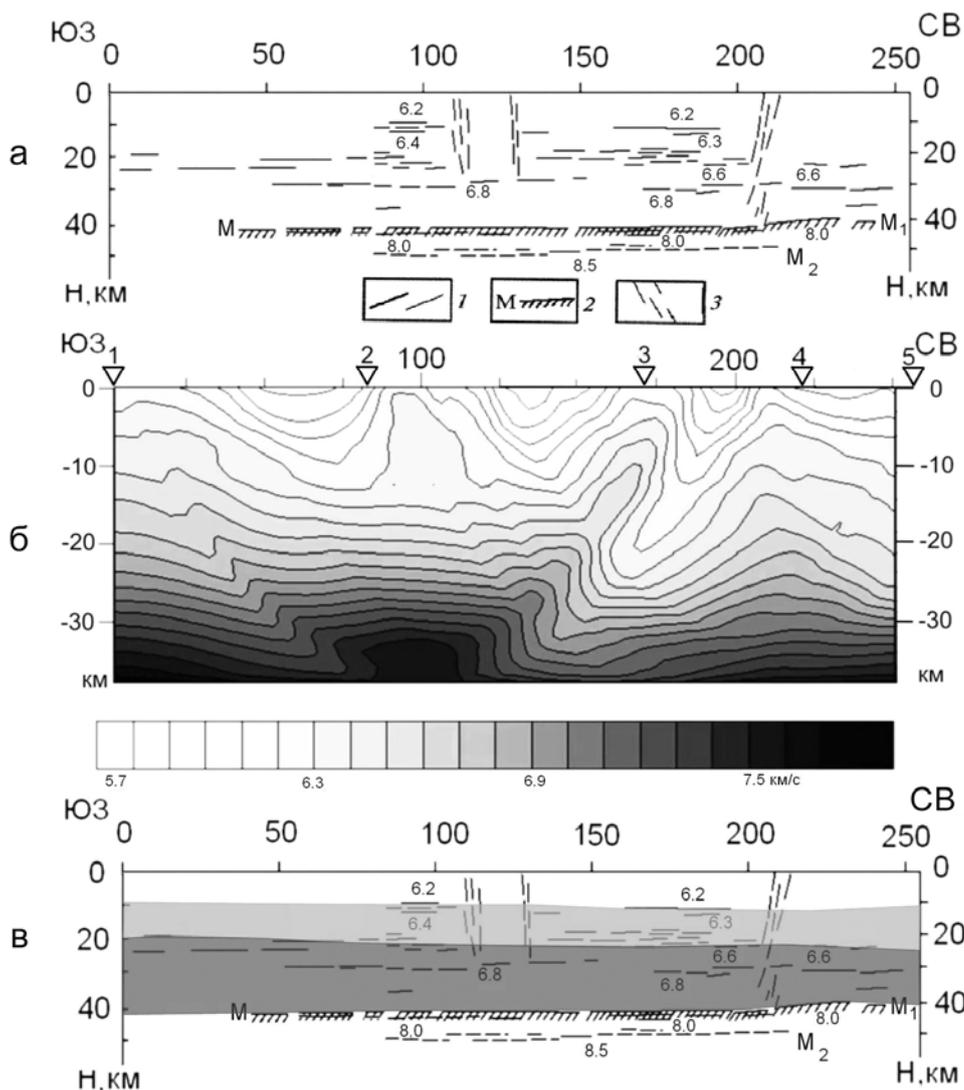


Рис. 2.22. Профиль ГСЗ Приладожский (Лахденпохья – Сегозеро). Сейсмический разрез (а) [Литвиненко и др., 1982]: 1 – преломляющие и отражающие границы; 2 – раздел М; 3 – глубинные разломы; сейсмотомографический разрез (б); сейсмогеологический разрез (в), деление земной коры на слои (полутонами) проведено согласно условным обозначениям на рис. 2.20, в

Пространство между ними насыщено внутририфтовыми разломами, также падающими навстречу друг другу. Приозерский и Рускеальский разломы имеют явную тенденцию к сочленению в верхней мантии, где-то на глубинах 100–120 км (экстраполяция с учетом углов падения). Вся структура блока образует чашеобразную форму. В картине обменных волн на глубине фиксируется лишь граница M_1 ; она следует фрагментарно и плавно прогибается вниз до глубины 45–47 км. К Сортавальскому блоку эта граница начинает медленно воздыматься и наконец занимает свое обычное положение на глубине 40 км. Выше границы M_1 , по данным МОВЗ, на глубинах 22–26 км можно более или менее уверенно провести границу, также прогибающуюся вниз параллельно границе M_1 . На глубинах от 4 до 10 км отчетливо отмечается граница, соответствующая осадочно-метаморфическому слою, вмещающему интрузивные образования [Глубинное строение..., 2004; Шаров и др., 2004].

Северо-Ладожский блок по данным геоэлектрики представляется в виде наклонной (сдвинутой на север призмы) с неровной уплощенной поверхностью, размеры которой по профилю на глубине 5–10 км составляют порядка 150 км. Удельное электрическое сопротивление земной коры глубже 5 км уменьшается до 70 Ом·м. Природа повышенной проводимости Ладожской аномалии на сегодня трактуется неоднозначно.

Геометрические размеры и асимметричная форма Северо-Ладожского свода, установленные по сейсмическим и геоэлектрическим данным, позволяют получить представления о динамических

напряжениях, испытываемых сводом в процессе формирования. Наклон призмы свода и удлиненная его северо-восточная часть свидетельствуют о сдвиговых движениях в направлении с юго-запада на северо-восток. Видимо, очаги динамических напряжений находились достаточно глубоко, уходя в мантию, о чем свидетельствует зафиксированная по профилю максимальная величина силы тяжести, достигающая более 50 Мгл. Естественно, что область высокого значения силы тяжести смещена от структурной оси свода на северо-восток, тогда как аномалии магнитного поля, достигающие 1000 нТл, локализуются вблизи его оси, фиксируя выделяющиеся непосредственно из тела свода мелкие интрузии основного-ультраосновного состава [Глубинное строение..., 2004; Шаров и др., 2004].

Сортавальский блок является по своей структуре переходным. В нем присутствует область сильно расслоенной земной коры и область гомогенизированного состояния. Мощность коры постепенно уменьшается от 45 км в центральной части Северо-Ладожского блока до 40 км в северном контакте Сортавальского блока, где выделяется Янисъярвинская зона нарушения.

Хорошо изученный, и не только геофизическими методами, но на отдельных участках и бурением, Янисъярвинский разлом прекрасно фиксируется МОВЗ. На поверхности он имеет ширину до 15 км и уходит на глубину, несколько сужаясь и изгибаясь, пересекает все внутрикоровые границы, включая M_I и M_{II} . В литературе принято считать, что этот разлом круто падает на юго-запад, но в данном сечении устанавливается его практически вертикальное падение. Электроразведка также дает возможность выделить его по участкам низкого сопротивления (1 Ом·м). Локализация колчеданных залежей на участке Ялонвара – Пролонвара (несколько западнее профиля), тяготеющих к Янисъярвинской структуре, определяет этот разлом как магмовыводящий и рудоконтролирующий.

Далее профиль разворачивается на восток и практически вкрест простирания пересекает субмеридиональные структуры южной части Карельского мегаблока (рис. 1.19). Зафиксированные в южной части мегаблока крупные тектонические нарушения позволили разделить его на блоки третьего порядка (с запада на восток): Центрально-Карельский, Хаутаварский и Онежский. Первые два пересечены изучаемым отрезком профиля полностью, а Онежский – захвачен лишь его крайней западной частью. Общая сейсмологическая картина характерна для древнего кратонного типа коры. Кора нормально расслоена с четким трассированием по обменным волнам подошвы всех слоев земной коры, границ M_I и M_{II} и характеризуется средним уровнем обменоспособности. На этом «кратонном» фоне выделяются разрывы горизонтальных границ, включая мантийные, некоторые смещения их друг относительно друга, области и зоны аномально высокой и низкой обменоспособности [Глубинное строение..., 2004; Шаров и др., 2004].

Затем по профилю следует Туломозерско-Суоярвинская зона разломов – западная граница следующего, Хаутаварского блока. По данным МОВЗ Туломозерская зона в данном сечении обладает специфической характеристикой – это область многочисленных внутрикоровых разломов, в совокупности образующих широкий веер на поверхности, которая, сужаясь на глубину, причленяется к границе M_I . В геологическом разрезе пространство Туломозерской зоны обладает низкой обменоспособностью, свидетельствующей о полной кратонной стабилизации области развития этой структуры.

Хаутаварская структура входит в систему зеленокаменных поясов Карелии. В ее центральной части выделяется по целому комплексу волновых признаков (PS-, P-волны, микросейсмический фон) Хаутаварская зона разломов. Она весьма локальна в объеме, но сечет всю земную кору, уходя в верх мантии. Восточнее этой зоны наблюдается подъем границы M_I до 38–37 км и опускание M_{II} до 47–48 км. Далее по профилю тип земной коры меняется, она становится расслоенной (семь границ раздела). Мощность коры уменьшится до 35 км (M_I). В корневой части Западно-Онежского разлома верхи мантии находятся в возбужденном состоянии. По этому разлому подошва зоны перехода кора – мантия (M_{II}) поднимается до 44 км.

Существует определенная корреляция между глубинами до точек обмена волн от землетрясений, выделенных при МОВЗ (рис. 2.6), и положением сейсмических границ по данным ГСЗ (рис. 2.22). Сводный разрез земной коры (рис. 2.22, в) получен в результате анализа имеющихся сейсмических данных.

Участок геотраверса 1-ЕВ (Сегежа – Петрозаводск – Тихвин), отработанный УГГП «Спецгеофизика», пересекает несколько крупных тектонических структур Фенноскандинавского щита и зону его сочленения с Русской плитой (рис. 2.19). Здесь проведены комбинированные исследования методом общей глубинной точки (ОГТ), основанном на регистрации близвертикальных отражений и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), регистрирующего преломленные и закритические

отраженные волны. При этом использовалась одна и та же регистрирующая аппаратура, что позволило объективно сравнить особенности полей разных типов волн [Глубинное строение..., 2004; Строение..., 2005; Онежская..., 2011].

Система наблюдений ГСЗ состояла из шести пунктов взрыва, расположенных на расстоянии 80–120 км друг от друга. Взрывы производились в скважинах. В результате получены записи до расстояний от источника в 250–300 км, что позволило зарегистрировать волны от подошвы земной коры и верхов мантии до глубины 70 км. Среди зарегистрированных волн на удалениях от источника 0–200 км четко выделяются первые вступления (волна P_g) с увеличивающейся с расстоянием кажущейся скоростью от 5.8–6.0 до 6.8–7.2 км/с. На больших удалениях с резким изломом в первые вступления выходят преломленные волны от границы М (волны P_n) со скоростью 8.0–8.4 км/с. По доминирующим скоростям волны P_g делятся на три основные ветви. На расстоянии от источника 0–100 км кажущиеся скорости изменяются от 5.8 до 6.3 км/с, затем в первые вступления выходит волна K₁ со скоростью 6.4–6.7 км/с, а на удалениях 150–200 км фиксируется волна K₂ с кажущейся скоростью 6.5–6.8 км/с. Смена волн происходит достаточно плавно [Сулейманов и др., 2007]. В последующей части записи наиболее яркими являются отраженные волны от границы М (волны P_mP). Кроме них прослеживаются и достаточно интенсивные отраженные волны от границ внутри коры (волны K₁, K₂) и внутри верхней мантии (M₁). Наблюдается также множество коротких осей синфазности с кажущимися скоростями, типичными для коры, от 6.0 до 6.7 км/с, а также с аномально высокими скоростями (до 8–9 км/с). Последние являются, очевидно, отражениями от крутонаклонных отражающих границ [Сулейманов и др., 2007]. Построение скоростного разреза по материалам ГСЗ осуществлялось Н. И. Павленковой методом лучевого моделирования: для некоторой стартовой модели рассчитывались лучи и годографы отраженных и преломленных волн, которые сравнивались с наблюдаемыми годографами. В случае их расхождения в модель вносились поправки, и снова решалась прямая задача. Для окончательной модели расхождения между наблюдаемыми и расчетными годографами не превышают 0.1 с [Сулейманов и др., 2007].

Сейсмотомографическая модель 2D по северному участку геотраверса 1-ЕВ выполнена в системе Firstomo. Скоростная модель построена как результат кинематической интерпретации времен первых вступлений сейсмических волн ГСЗ. В обработке участвовало 700 пар «источник – приемник» с максимальным удалением 260 км. При этом для ПВ 10-10А, 7, 6 наблюдения имелись начиная с малых удалений, для ПВ 8-8А – наблюдения только с больших удалений. Для построения двухмерной модели была выбрана линия продольного профиля, положение которой показано на рис. 2.19. Переход от 3D (прямоугольных) координат источников и приемников в двухмерные профильные координаты осуществлялся следующим образом: положение источников – спроецировано на линию спрямления профиля ГСЗ; все расстояния «источник – приемник» сохранялись. За нулевую координату профильной системы координат принято положение ПВ 10. Результаты сейсмотомографического моделирования представлены на рис. 2.23 в виде скоростного разреза.

Сопоставление разрезов ОГТ и ГСЗ показывает [Строение..., 2005; Онежская..., 2011], что тонкослоистая структура нижней коры видна на разрезах ОГТ, а при ГСЗ она может быть за пределами разрешенности метода. Поверхность М в ОГТ характеризуется сменой гетерогенного поля волн на область рассеянных площадок. Природа неоднородности в мантии может быть иной, чем в земной коре. Возможно, верхняя мантия анизотропна под границей М, и там присутствуют зоны повышенной и пониженной скорости. Видимое отсутствие внутрикоровых границ, так же как и их размытость, по данным ОГТ в большей мере может быть связано со сложным рельефом границ (наклоном границ, изменением отражающих свойств, поглощения и др.), а также со значительным ослаблением уровня сигнала с больших глубин. Малые базы суммирования по ОГТ не позволяют уверенно выделять глубинные границы в таких сложных геологических зонах, а зоны с большими углами наклона не могут быть выделены уже методически. Данные ГСЗ на близкритических и закритических отражениях (а также с учетом низких частот) по отношению к данным ОГТ на докритических отражениях являются более интегральными (осредняющими), но в то же время более достоверными при определении как структуры границ М, так и средней скорости в земной коре и граничной скорости по поверхности М. Сочетание методов ОГТ и ГСЗ очень важно для понимания строения земной коры и верхней мантии региона. Их не надо противопоставлять, они дополняют друг друга.

Приведенные на рис. 2.23 сейсмические разрезы дают разные изображения земной коры. Разрез ОГТ (рис. 2.23, а) описывает среду не по сейсмическим скоростям, а по числу и свойству отдельных отражающих элементов, по характеру их распределения в пространстве, по тонкой горизонтальной

и вертикальной неоднородности среды. На разрезах ОГТ отмечаются «мутные» и «прозрачные» участки. По смене гетерогенности выделяются основные сейсмические границы, они чаще всего крутонаклонные, но имеются и субгоризонтальные границы. Среди последних наиболее протяженные границы прослеживаются в нижней коре на глубине 30 км. Граница М редко представлена четкими отражениями, обычно это граница между гетерогенной нижней корой и практически прозрачной верхней мантией. На отдельных участках профиля вообще невозможно выделить эту границу [Сулейманов и др., 2007].

Разрез ГСЗ (рис. 2.23, б) представляет кору в виде скоростного разреза и нескольких субгоризонтальных границ [Сулейманов и др., 2007], из которых подошва коры, граница М, является наиболее стабильной. Скоростной разрез в верхней коре спокойный, но существенно неоднородный в ее низах: мощность слоя со скоростями более 7.4 км/с меняется вдоль профиля от 0 до 20 км. Скорость вдоль границы М меняется от нормальной 8.0–8.1 км/с в центральной части профиля (Русская плита) до аномально высокой в северо-западной его части (Фенноскандинавский щит).

Сейсмотомографический разрез (рис. 2.23, в) более дифференцированно характеризует верхнюю часть коры. На разных участках профиля скорость продольных волн изменяется от 5.1 до 6.3 км/с до глубины 10 км. Средняя и нижняя части земной коры освещены сейсмическими лучами менее надежно по сравнению с разрезом ГС.

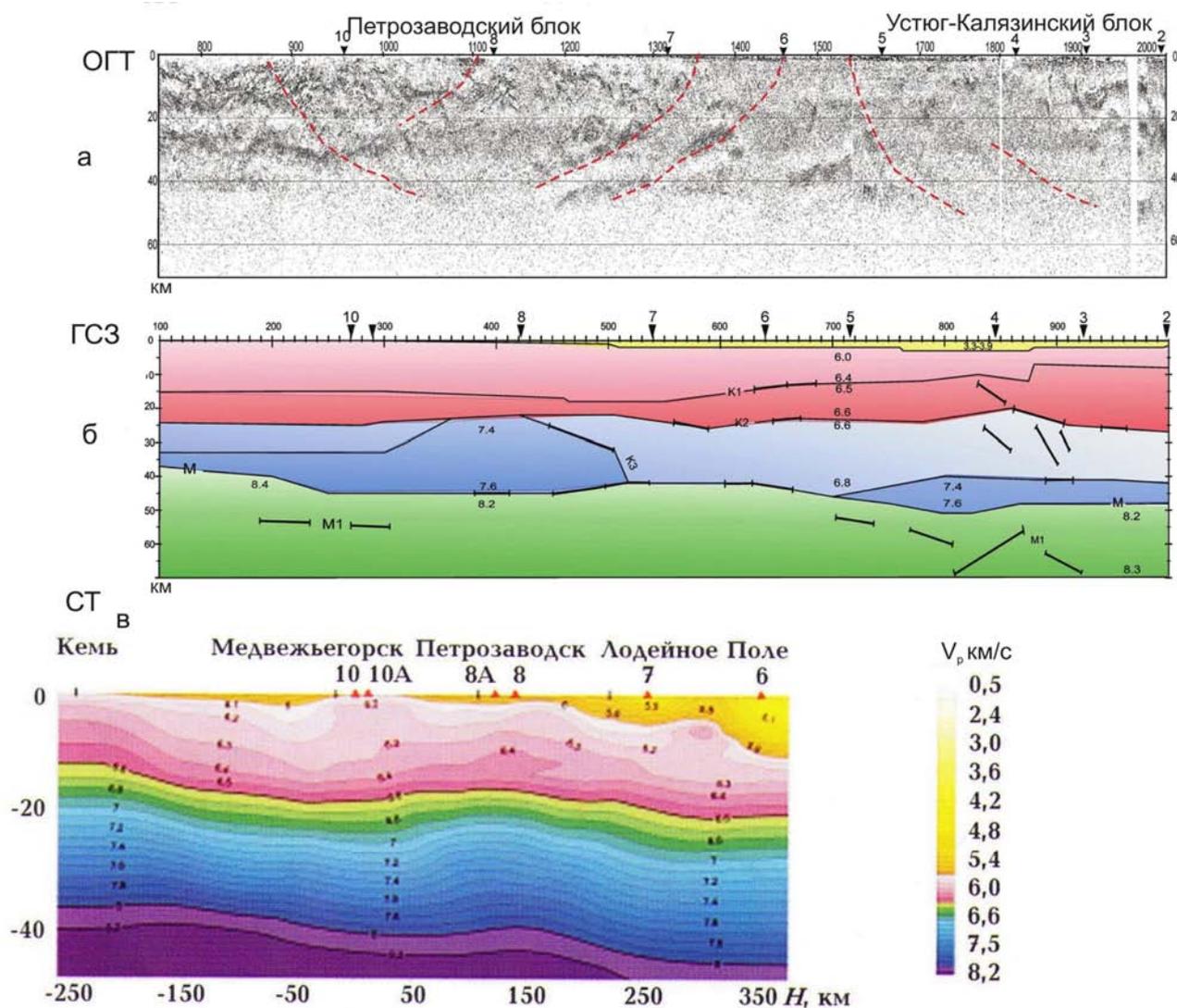


Рис. 2.23. Сейсмические разрезы по участку Сегежа – Тихвин геотраверса 1-ЕВ, полученные методами ОГТ (а), ГСЗ (б) и томографии (в):

а – пунктирными красными линиями отмечены глубинные нарушения и границы блоков коры; б – тонкими линиями даны изолинии скорости (км/с), утолщенными – отражающие площадки; в – сейсмотомографический разрез в изолиниях скорости V_p , км/с

2.2.2. Блоковая модель земной коры региона

На рис. 2.24 показана аксонометрическая проекция шести сейсмогеологических разрезов для исследуемого региона [Шаров, 1993]. Это дает возможность обсудить важную проблему связей между скоростным строением коры, ее мощностью и особенностями геологического строения главных структурных элементов архейского Карельского кратона и более молодой Svecofennской провинции.

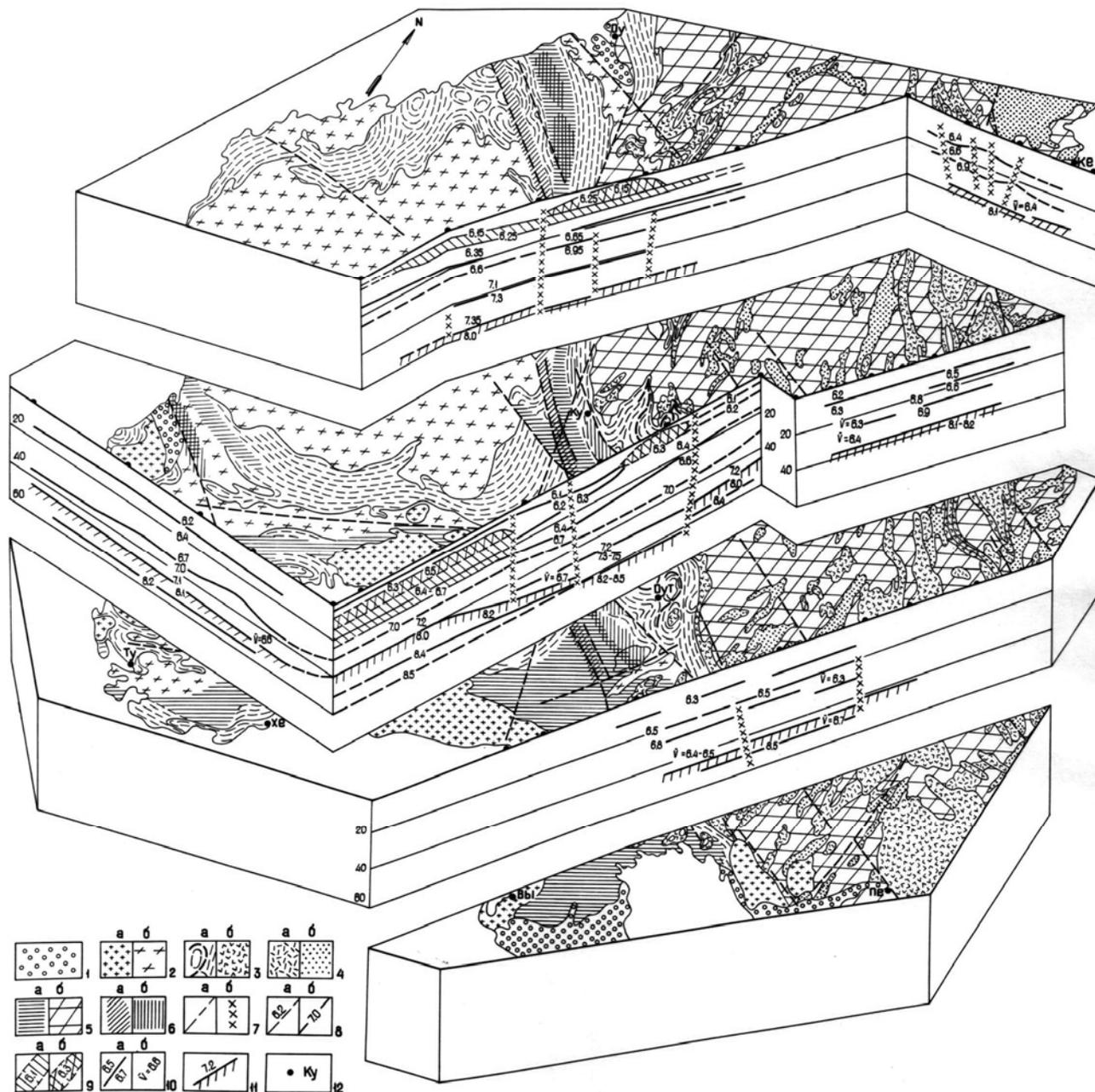


Рис. 2.24. Блоковая модель земной коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита [Шаров, 1993, 2017]:

1 – осадочные породы позднего протерозоя (рифей, готний, венд); 2 – раннепротерозойские (свекокарельские) гранитоиды: а – рапакиви и другие поздне- и посторогенные граниты, б – синкинематические граниты центральной Финляндии; 3 – свекокарельские супракрустальные образования: а – гнейсы и сланцы свекофеннского комплекса, б – осадочно-вулканогенные породы карельского комплекса; 4 – позднеархейские образования: а – гранитоиды, б – супракрустальные породы лопийского комплекса; 5 – зона свекокарельского высокотемпературного метаморфизма (а), древнейший (раннеархейский) гнейсоталитовый фундамент (б); 6 – зона положительных (а) и отрицательных (б) гравиметрических аномалий; 7 – разломы: а – наблюдаемые полевыми методами, б – установленные при интерпретации геофизических материалов; 8 – сейсмические границы: а – менее уверенные, б – уверенные; 9 – зоны пониженной (а) и повышенной (б) скорости; 10 – значения скорости на границах (а), средняя скорость для границы М и скачок скорости (б); 11 – граница М; 12 – населенные пункты: Оу – Оулу, Ке – Кемь, Ку – Куопио, Ту – Турку, Хе – Хельсинки, Оут – Оутокумпу, Вы – Выборг, Пе – Петрозаводск

На всех профилях Карельского кратона глубина границы М варьирует в пределах 40–45 км. Она является хорошей отражающей границей со средней скоростью 6.4 км/с. Внутри коры обнаружены области скопления в малом интервале глубин субгоризонтальных отражающих элементов, которые можно рассматривать как некие разделяющие зоны между скоростными этажами.

Совсем иной характер глубинного строения земной коры вырисовывается при переходе к Свеккофеннской провинции. Наибольшая информация получена в области Ладожско-Ботнической зоны, которая пересечена тремя профилями – Свека, Балтик, Приладожский. Скоростные разрезы (рис. 2.24) дают представление о подобии структуры верхней и средней частей коры на всех профилях. Значения скорости распространения продольных волн практически совпадают, несколько превышая таковые для Карельского кратона.

Менее надежно между этими профилями коррелируются данные о строении верхов мантии. На профиле Балтик создается впечатление о разрыве верхних слоев мантии в области трога, в которой как бы обнажается ее более глубокая часть со скоростью 8.4–8.5 км/с. На профиле Свека эта граница не прослежена. Наиболее глубокая область прогиба коры, 55–60 км, располагается в районе профилей Свека и Балтик. В этом случае мантийная граница 8.4–8.5 км/с, так же как и граница 8.0 км/с, будет испытывать подъем на юг к Ладожскому озеру [Шаров, 1993].

На рис. 2.25 приведены сводные годографы первых вступлений продольных волн для региона. Видно, что на карельских (восточных) профилях не прослежены в качестве первых коровые волны со скоростью более 6.5 км/с, в то время как на финских (западных) профилях отмечается скорость до 7.5 км/с. Эти высокоскоростные коровые ветки сменяются мантийными волнами. Вторым ярким отличием годографов в этом секторе щита являются существенно разные удаления областей выхода преломленных волн М в первые вступления (рис. 2.25). На восточных профилях эти удаления составляют 180–210 км, а на западе – 240–280 км. Значения времен возрастают с востока на запад от 7 до 8.5 с. Эти различия выражены и в скоростных моделях, где прослеживается связь между скоростным строением коры, ее мощностью и особенностями геологического строения главных структурных элементов.

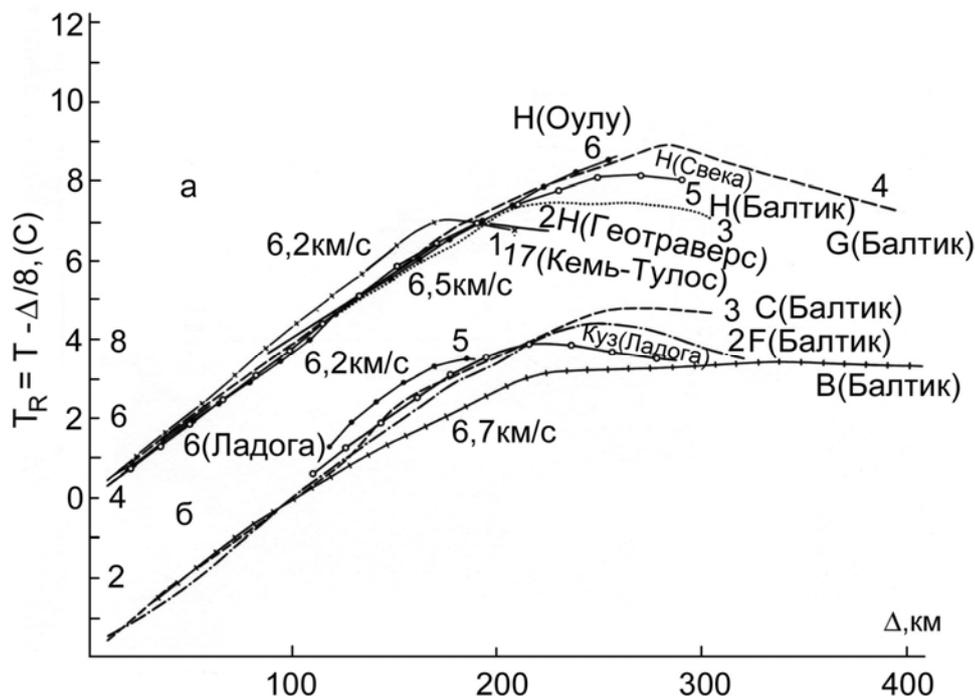


Рис. 2.25. Сравнение редуцированных ($V_p = 8$ км/с) годографов первых вступлений продольных волн для северной (а) и южной (б) частей района. Показаны пункты взрыва, в скобках – название профилей ГСЗ [Шаров, 1993]

На рис. 2.26 представлена схема рельефа раздела М, учитывающая последние результаты сейсмических исследований. Сечение изогипс принято равным 5 км и лишь на востоке сохранена дополнительная горизонталь через 2 км. Подводя итог изложенному, следует подчеркнуть, что приведенная схема рельефа поверхности М отражает ее строение лишь в самых общих чертах. Фактически данная

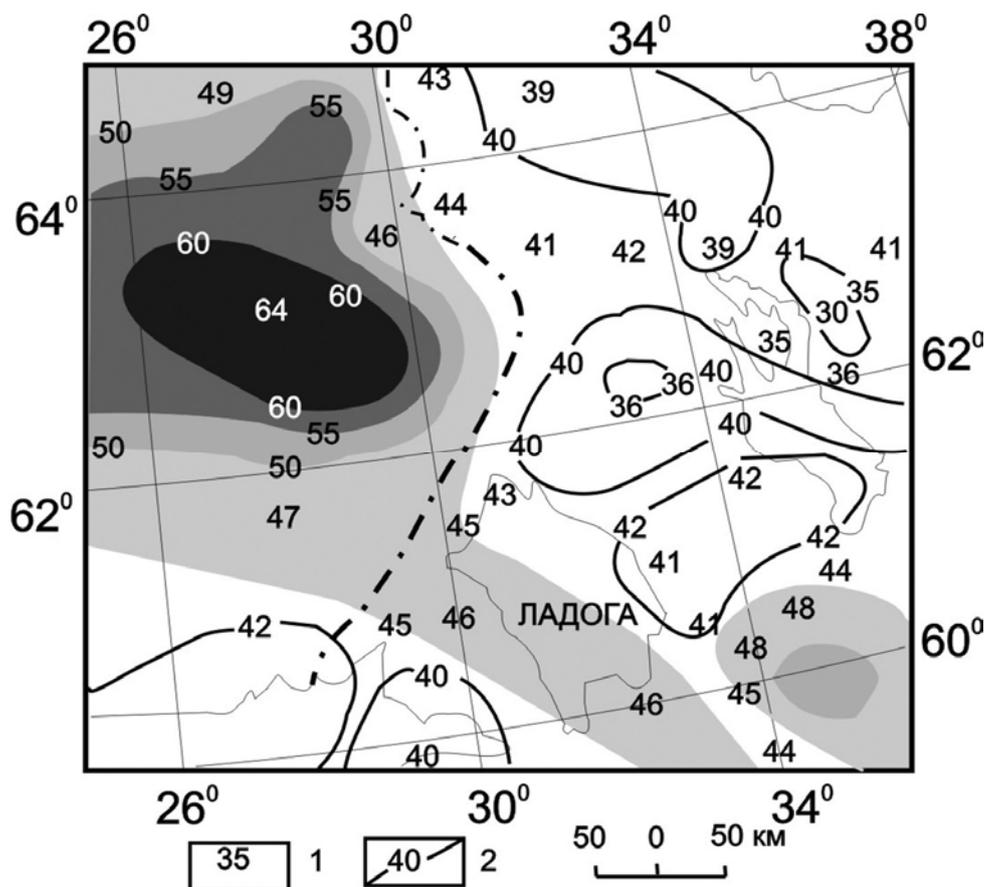


Рис. 2.26. Структурная схема раздела Мохоровичича юго-восточной части Фенноскандинавского щита:

1 – глубина (км) до раздела М по сейсмическим профилям, 2 – изогипсы раздела М, км

поверхность построена гораздо сложнее, так как в отдельных сечениях зоны ее поднятия и погружения имеют довольно большие амплитуды. В связи с тем что плотность систем наблюдений большей частью была недостаточной, эти локальные участки требуют дополнительного изучения.

В пределах региона хорошо прослежена геолого-геофизическими методами Ладожско-Ботническая зона (шириной до 100 км) с большой мощностью коры, до 64 км. Она представляет собой одну из наиболее важных структур щита, которая возникла в зоне приращения свекофеннского геоблока к архейскому. Нельзя не отметить [Литосфера..., 1987], что строение земной коры Ладожско-Ботнической шовной зоны подобно таковому зоны Гейссейра-Торнквиста. При переходе от древней Восточно-Европейской платформы к молодой платформе Западной Европы, в зоне разломов Гейссейра-Торнквиста, сейсмические скорости в коре в целом уменьшаются, а высокоскоростные породы (7.1–7.2 км/с) исчезают. На отдельных участках зоны Гейссейра-Торнквиста при переходе к мантии выделяется «коромантийная смесь» (7.5–7.8 км/с). Глубина до раздела М (скорости 8.1–8.2 км/с) под этой зоной – 50–55 км, а скорость возрастает до 8.3–8.4 км/с [Литосфера..., 1987; Чекунов и др., 1993].

В центральной части исследуемого района прослеживается положительная скоростная аномалия до 400 км глубины [Senen, 2002]. Низкоскоростная аномалия до глубины 100 км, вероятно, связана с протерозойской Ладожско-Ботнической шовной зоной. Второй важной особенностью строения верхней мантии является вертикальная граница до глубины 400 км, которая отделяет высокоскоростную западную зону от низкоскоростной аномалии на востоке. На скоростных срезах до глубины 150 км существуют другие скоростные аномалии, которые не увязаны с тектоническим строением региона.

Таким образом, по скорости продольных волн не обнаружен мощный волновод в верхней мантии до глубины 350 км юго-восточной части Фенноскандинавского щита, с которым связывают традиционные понятия единой астеносферы как зоны частичного плавления. Линзовидная модель верхней мантии щита лучше соответствует характеру сложных тектонических движений, наблюдаемых на поверхности, чем модель жесткой литосферы, подстилаемой подвижной астеносферой [Шаров, 1993, 2017].

2.2.3. Обсуждение результатов

Ладожско-Ботническая шовная зона является границей структурного сопряжения Карельского и Свекофеннского геоблоков. Она отчетливо прослеживается в современной структуре щита на протяжении около 1000 км от Ладожского озера на юго-востоке до каледонских надвигов на северо-западе и фиксируется гравитационной ступенью, высокоградиентным магнитным полем, а также системой разломов, трассируемых геофизическими методами до глубины около 100 км [Земная кора, 1978].

Этой зоне или отдельным ее звеньям посвящено много публикаций [Светов, Свириденко, 1991; Шаров, 1993; Геология..., 2000; Шаров и др., 2004; Свириденко, Светов, 2008; Шаров, 2013; Artemieva, Shulgin, 2015]. В рамках мобилистских представлений о развитии Фенноскандинавского щита это сочленение рассматривается как результат субдукции свекофеннской океанической коры под континентальную архейскую (Карельский кратон) [Gaal, Gorbatshev, 1987; Korja, Heikkinen, 2008].

Наблюдаемые сейсмические границы отражают современную структуру земной коры. Однако этим не отрицается наличие реликтовых сейсмических границ в литосфере, при условии, что новейшие процессы не были очень активными. Границы могут сохраняться в случаях совмещения новообразованных структур с древними. По-видимому, структуры литосферы Фенноскандинавского щита, претерпевшие интенсивную переработку в протерозое, с активным обменом мантийного и корового вещества, должны быть подвергнуты особо тщательным металлогеническим исследованиям. С этими структурами связаны многие твердые полезные ископаемые.

Из рассмотрения взаимосвязей сейсмических разрезов можно сделать вывод о том, что главный созидательный вклад в формирование земной коры региона вносит нижний слой. Весьма показательным, что на Фенноскандинавском щите максимальная мощность «базальтовой» подушки в основании коры находится между архейским Карельским кратоном и раннепротерозойской Свекофеннской областью. Нарастание коры снизу с одновременным уменьшением доли в ее составе верхнего и среднего этажей дает основание предполагать, что приоритетное значение имели не процессы «скупивания» корового вещества на границах сталкивающихся плит (как это вытекает из субдукционно-обдукционных моделей) [Korja, Heikkinen, 2008], а процессы всплывания в основание коры мантийных базитовых астенолитов [Чекунов и др., 1993].

Согласно геодинамической модели А. В. Чекунова, в раннем протерозое, в позднесвекокарельское время, архейская континентальная кора Свекофеннской области была реаморфизована, подвергнута кардинальной переработке, деструкции и гранитизации. Основными носителями переработки были магматические диапиры – крупные порции разогретого разуплотненного материала, поднимавшиеся из глубины и внедрившиеся в кору. Эти диапиры были производными от крупного астенолита, охватившего всю Свекофеннскую область.

На первом этапе деструкции в Свекофеннской области происходило опускание с накоплением вулканогенно-осадочного комплекса, впоследствии гранитизированного. Еще сохранившаяся относительно высокая плотность разогретой коры и форма носителей деформации – магматических диапиров – определили хаотический рисунок возникавших складчатых структур без какой-либо выдержанной ориентировки.

В глубоких зонах коры произошло латеральное перемещение материала от центральных частей мантийного астенолита к его периферии, вследствие чего высокоскоростные породы (7.0–7.5 км/с) скопились в Ладожско-Ботнической шовной зоне с соответствующим погружением раздела М. Это напоминает субдукционные явления на контактах сталкивающихся плит. В верхних этажах коры центральной части Свекофеннской области подобные движения в мантии и низах коры создали обстановку растяжения, что и обусловило подъем глубинных магматических диапиров. На флангах же области возникла обстановка сжатия с образованием линейных структур и надвиганием на блоки обрамления. В заключительную стадию при кратонизации Свекофеннской области сформировалась серия крупных посторогенных массивов рапакиви, одним из которых является Выборгский [Чекунов и др., 1993].

Можно предположить существование в целом обратной зависимости между сложностью сейсмической расслоенности земной коры и древностью ее структурной организации. Более молодые в структурном отношении (активизированные) части земной коры обладают более сложной сейсмической расслоенностью, чем области древней консолидации.

Приведенные сейсмические материалы и их геологическая интерпретация позволяют рассмотреть особенности связи региональной тектоники и металлогении с глубинным строением земной коры. При этом применяются разные принципы такого анализа. Одни исследователи считают, что имеется

непосредственная корреляционная связь между отдельными параметрами земной коры, типами и масштабами эндогенного оруденения. Другие исследователи предпочитают отдавать морфологии сейсмических границ и другим элементам. По-видимому, эти принципы должны быть дополнены с учетом того, что земная кора является историко-геологической категорией.

Заключение. Построены сводные разрезы вдоль профилей ГСЗ, отработанных наиболее детально, которые показывают, что кристаллическая кора является мозаично-неоднородной средой. В верхней части коры локально развиты как волноводы, так и высокоскоростные зоны, коррелирующиеся с геологическими телами. Вулканогенные раннепротерозойские пояса характеризуются повышенной скоростью, мощностью коры, а также аномально высокой граничной скоростью поверхности М. Следуя исторически сложившейся традиции, обобщенную модель региона можно представить тремя скоростными этажами, однако здесь имеются специфические особенности. Выявлены зоны развития четвертого высокоскоростного этажа (7.2–7.4 км/с) в низах консолидированной коры.

Построена карта поверхности Мохоровичича, учитывающая последние результаты сейсмических исследований. Ее анализ позволит, наряду с решением теоретических вопросов геологии и сейсмологии, поставить и чисто практические задачи – исследовать связи между глубинной структурой земной коры и строением ее верхних горизонтов.

Блоковая сейсмогеологическая модель земной коры региона важна для понимания природы геофизических границ, разработки геодинамических и петрологических моделей и металлогенических оценок.

2.3. СКОРОСТНОЕ СТРОЕНИЕ МАНТИИ ПРИЛАДОЖЬЯ

В работах [Цветкова и др., 2009, 2010, 2015а, б] приводится 3D Р-скоростное строение мантии под Фенноскандинавским щитом на глубинах от 50 до 1100 км. Модель построена по методу Тейлорового приближения [Гейко, 1997; Geuko, 2004]. Он подробно описан в работах [Цветкова, 1996, 2015; Geuko, 2004]. Метод не зависит от выбора референтной модели и дает лучшее, чем классический метод Лаврентьева-Романова [Лаврентьев и др., 1980], приближение нелинейности.

При анализе скоростного строения мантии используется модель Пушаровских [Пушаровский, Пушаровский, 2010]. По скоростным характеристикам мантия под Фенноскандинавским щитом относится к мантии по стабильному типу Ю. М. и Д. Ю. Пушаровских. Следовательно, относительно принятой референтной модели, верхняя мантия (гр. М 410 км) характеризуется повышенными скоростями, зона Голицына-Гейко (ЗГГ – скоростная характеристика переходной зоны верхней мантии) (410–670 км) – пониженными скоростями, зона раздела-1 (670–850 км) – повышенными скоростями, средняя мантия (850–1700 км) – пониженными скоростями. Как отмечалось выше, граница между верхней мантией, ЗГГ, зоной раздела-1 и средней мантией определяется нулевой изолинией невязок скорости ($\delta = v(x,y,z) - v_{ref}(x,y,z)$).

3D Р-скоростная модель мантии под Фенноскандинавским щитом приведена в горизонтальных сечениях, в истинных скоростях с шагом 25 км по глубине, долготных и широтных сечениях с шагом 1°. Вертикальные сечения показаны в невязках скорости относительно полученной для мантии под территорией Евразии обобщенной модели средняя скорость – глубина $\{V_{min}(z), V_{max}(z), V_{aver}(z)\}$. Относительно этой же обобщенной модели средней скорости в горизонтальных сечениях проведено выделение повышенных и пониженных скоростей. Обобщенная модель средняя скорость – глубина получена для трехмерной скоростной модели мантии Евразии [Geuko, 2004].

В мантии под щитом выделяются скоростные области, особенностью которых является распространение низкоскоростного субвертикального слоя из средней мантии через зону раздела-1 в ЗГГ и, как следствие этого, специфика скоростной расслоенности верхней мантии и ЗГГ [Цветкова, 2015]. Будем называть флюидными доменами (ФД) области, включающие центральную часть (плюмы) и области последующего «растекания» вершины центральной части.

Мегаблоки Фенноскандинавского щита, скоростное строение мантии под которыми связано с выходом пониженных скоростей из средней мантии в верхнюю, следующие: Кольско-Карельский, Свекофеннский (рис. 2.27). Полученная модель средней скорости для глубин 650–850 км (зона раздела-1 по Пушаровскому) (рис. 2.28) четко показывает выходы пониженной скорости. Для мантии под щитом выделяются области: Беломорский ФД (Лапландско-Беломорский подвижный пояс); Варангер ФД (Центрально-Кольский блок Кольско-Карельского мегаблока); Шеллефтео ФД (Свекофеннский мегаблок).

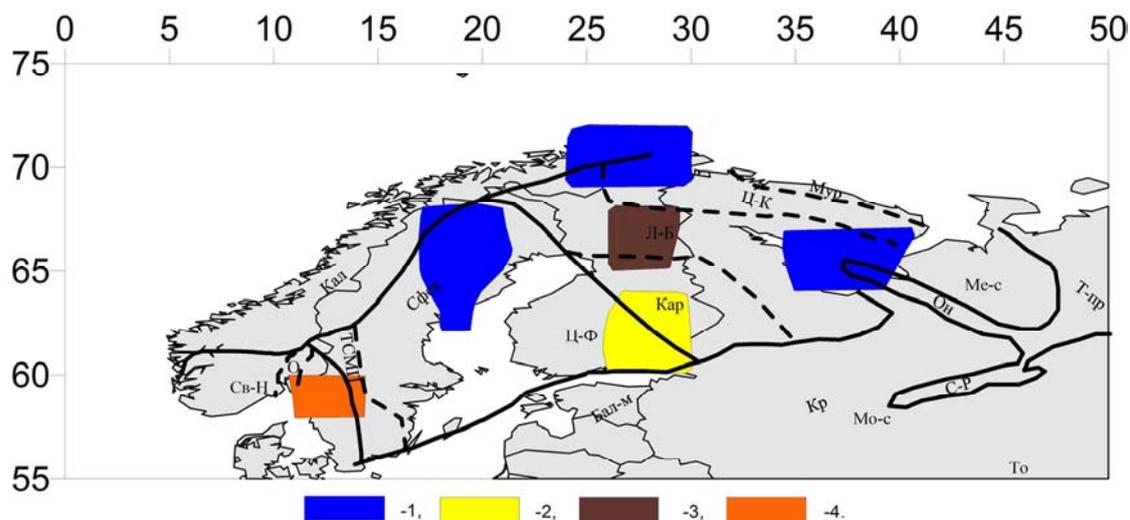
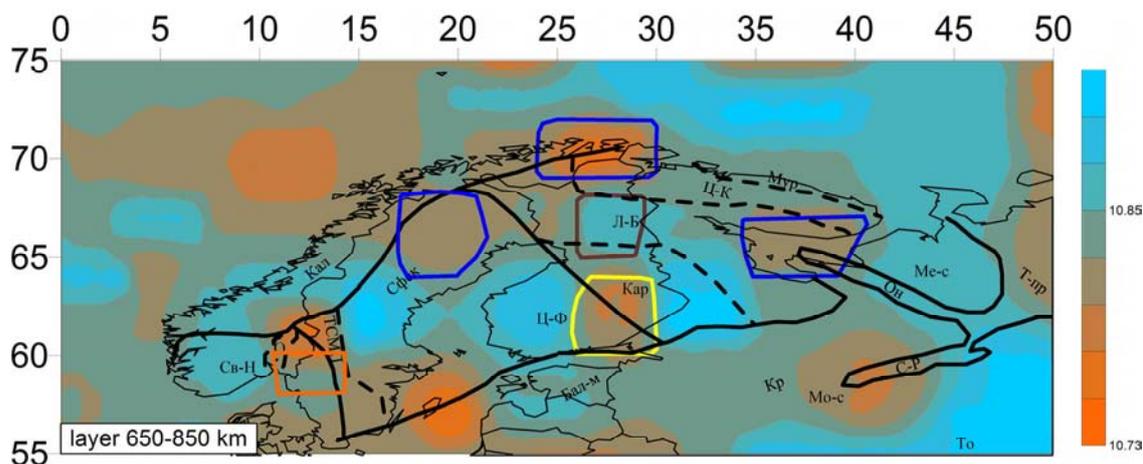


Рис. 2.27. Области мантийных выходов из средней мантии:

1 – Беломорский, Варангер, Шеллефтео флюидные домены; 2 – Костомукша; 3 – Лапландский верхне-мантийный флюидный домен; 4 – мантийная колонка грабена Осло



Б)

Рис. 2.28. Средние скорости на глубине 650–850 км 3D P-скоростной модели мантии

Интересующее нас скоростное строение мантии под Приладожьем ((61–63° с.ш.) × (30–35° в.д.)) связано с мантийными областями растекания верхнемантийного плюма Костомукши, относящегося к области растекания Беломорского ФД (рис. 2.27, 2.29) и к области растекания Варангер ФД (рис. 2.27, 2.30). Центральная область указанных доменов соответствует сейсмическому проявлению соответствующих мантийных плюмов.

Мантия под Костомукшей определена в интервале (60–64° с.ш.) × (25–30° в.д.). Скоростные характеристики связаны с резким поднятием области пониженной скорости в средней мантии. Спецификой этой области является отсутствие непосредственного выхода низкоскоростной средней мантии в ЗГГ, притом что поднятие ее кровли достигает 650 км, в интервале 550–650 км наблюдается высокоскоростная зона раздела-1 и выше до глубины 275 км низкоскоростная ЗГГ с высокоскоростной линзой на глубине 325–425 км (рис. 2.29). Выпуклость вверх изолиний невязок в верхней мантии отмечается до 125 км. Сравнение с моделью Пушаровских показывает резкое поднятие всех рассматриваемых слоев мантии в интервале рассмотрения глубин. Широтная область растекания (ОР) определена на восток, включает Ладожскую структуру, до Онежской структуры Карельского блока (30°–35° в.д.), и на запад, включая Центрально-Финляндский массив Свекофеннского мегаблока (20°–25° в.д.). В долготном направлении ОР определяется на север до южной ОР Лапландского верхнемантийного «плюма». На юге ОР определяется до Балтийской моноклинали ((60–56° с.ш.) × (25–30° в.д.)). Детально скоростная структура рассматриваемой области представлена в работе [Цветкова, 2015].

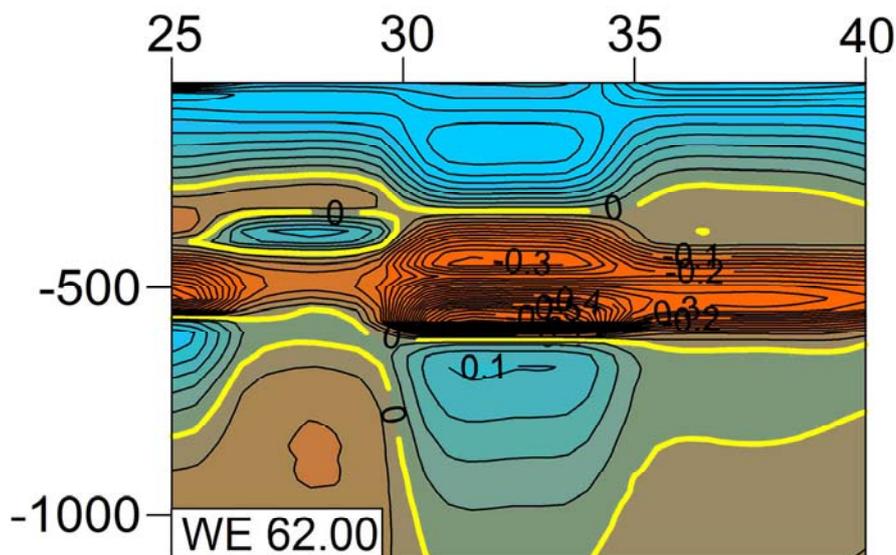


Рис. 2.29. Широтное сечение (62° с.ш.) трехмерной P-скоростной модели мантии

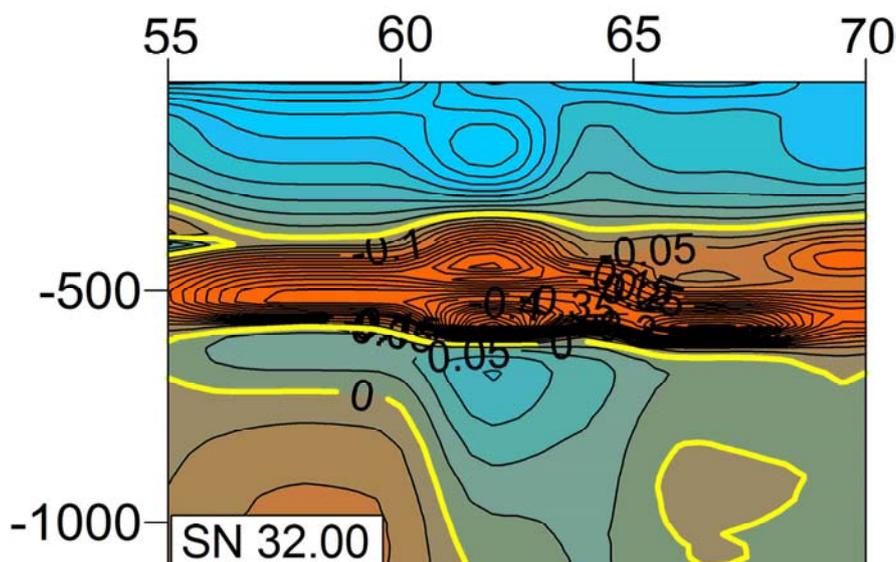


Рис. 2.30. Долготное сечение (32° в.д.) трехмерной P-скоростной модели мантии

Интересующее нас скоростное строение мантии под Приладожьем отвечает мантийной области под Кольско-Карельским мегаблоком. Приладожская структура, согласно представленной сейсмотомографической модели, испытывает либо испытывала достаточное влияние плюмовых процессов. Непосредственно она находится в областях растекания Беломорского плюма, плюма Варангер, верхнемантийного плюма Костомукши (см. рис. 2.29, широтное сечение 62° с.ш., $32\text{--}35^\circ$ в.д.). Это порождает особенности сейсмического изображения. Приуроченность к верхнемантийному плюму Костомукши позволяет предположить связь Ладожской структуры с проявлением сопутствующего флюидного процесса.

Ладожской структуре в мантии (рис. 2.29, 2.30) соответствует чередование повышенных и пониженных скоростей. Зона раздела-1 для данной структуры характеризуется высокими невязками скорости ($0.00\text{--}0.075$ км/с) в интервале глубин $600\text{--}1100$ км. Переходная зона (ЗГГ) отмечается в интервале глубин $350\text{--}600$ км и определена пониженными значениями невязок скорости $0.00 \dots -0.45$ км/с. Переходная зона верхней мантии делится на две части на глубине 475 км. Верхняя часть, как для сечения 61° с.ш., так и для сечения 62° с.ш., соответствует невязкам скорости $0.00 \dots -0.30$ км/с. Нижняя часть для сечения 61° с.ш. характеризуется пониженными невязками скорости $0.00 \dots -0.45$ км/с, для сечения 62° с.ш. – $0.00 \dots -0.60$ км/с. В высокоскоростной верхней мантии Приладожья присутствует более высокоскоростной наклонный слой (0.175 км/с). Свое начало на западе он берет со стороны Ботнического залива на глубинах $60\text{--}110$ км (0.175 км/с), на этих же глубинах проходит через верхне-

мантийный плюм Костомукши и под структурами Приладожья характеризуется глубинами 110–250 км с максимальным значением невязки скорости 0.2 км/с, распространяясь на восток до мантии под Онежской структурой (рис. 2.29). Долготные сечения показывают распространение с юга на восток, откуда результирующий наклонный слой имеет северо-восточное направление.

Анализ горизонтальных сечений рассматриваемой модели мантии под щитом показывает, что мантийная область под Ладожской структурой ((61–63° с.ш.) × (30–35° в.д.) на глубинах 50–100 км относится к высокоскоростной части мантии относительно раздела мантии под ВЕП [Цветкова и др., 2009] (рис. 2.31). В интервале глубин 150–200 км мантийная область Приладожья определяется как более высокоскоростная. На глубинах 300–400 км наблюдается переход от высокоскоростной верхней мантии к низкоскоростной переходной зоне. Граница раздела определена на 350 км нулевой невязкой изолиний скорости. В пределах глубин переходной зоны (350–600 км) Ладожская мантийная область определяется как низкоскоростная. На глубинах 600–1100 км (зоны раздела-1) изучаемая область характеризуется как высокоскоростная.

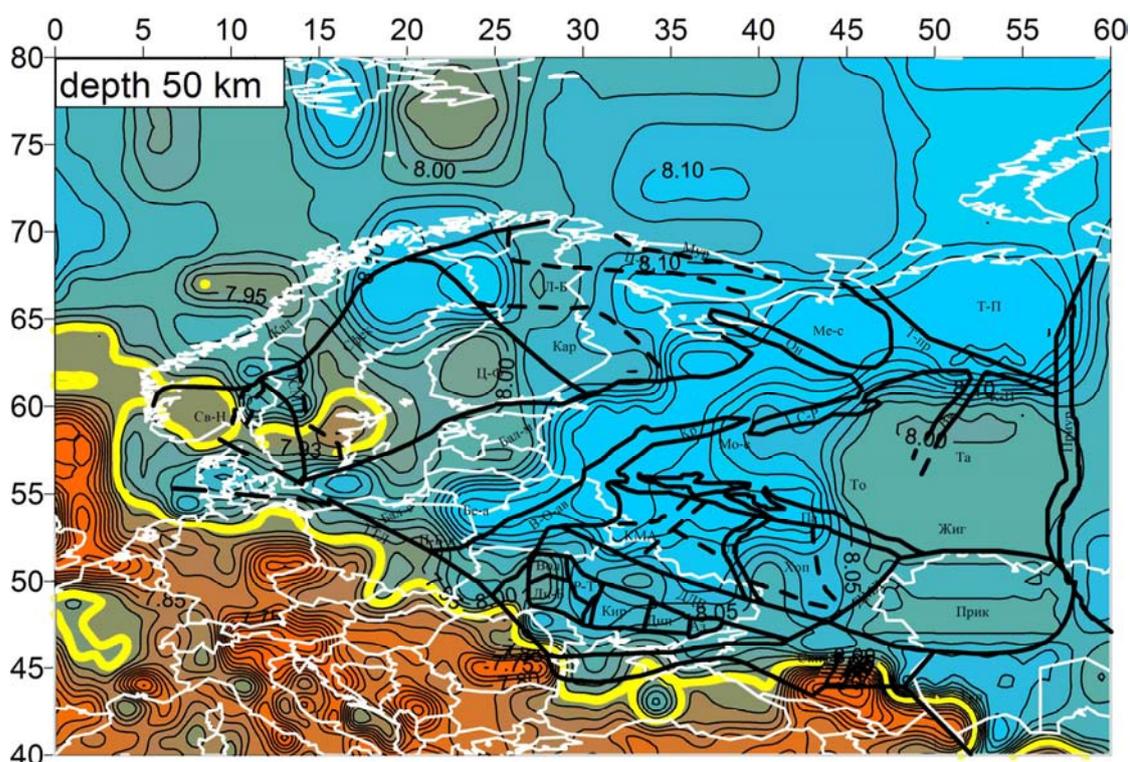


Рис. 2.31. Горизонтальное сечение (50 км) трехмерной Р-скоростной модели мантии

Согласно скоростной модели, с учетом того, что сейсмические границы второго рода определяются точками перегиба градиентных скоростных кривых, получены следующие глубины сейсмических границ для мантии исследуемого региона: 325 км, 475 км, 500 км, 600 км. При этом в Приладожье выделяется волновод на глубине 500 км, определенный по приближению градиента скорости на данной глубине к нулю [Ломизе, Хаин, 2005]. Графическое представление градиента скорости и, следовательно, точек перегиба представлено на рис 2.32. Детально анализ поведения градиентов скорости с глубиной для Фенноскандинавского щита приведен в работе [Цветкова, Бугаенко, 2016].

Таким образом, мантия под Ладожской структурой соответствует восточной области растекания ФД Костомукши и южной области растекания Беломорского ФД. Глубина залегания подошвы высокоскоростной верхней мантии – 350 км, глубина залегания подошвы переходной зоны – 600 км. Отсюда отмечается поднятие подошвы верхней мантии на фоне 410 км, соответствующих модели Пушаровских, и поднятие подошвы переходной зоны на фоне 650 км. В высокоскоростной верхней мантии выделяется более высокоскоростной наклонный слой, который распространяется с запада со стороны Ботнического залива.

Низкоскоростная переходная зона делится на две части на глубине 475 км (верхняя часть соответствует невязкам скорости 0.00 ... –0.30 км/с, нижняя – 0.00 ... –0.60 км/с). Высокоскоростная зона раздела-1 распространяется до глубины 1100 км.

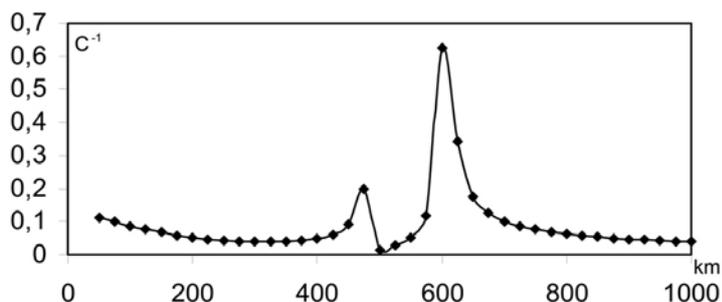


Рис. 2.32. Изменение градиента скорости с глубиной в мантии Приладожья

В мантии под Ладожской структурой выделены следующие сейсмические границы второго рода: 350 км, 475 км, 500 км, 600 км. На глубине 500 км в переходной зоне, возможно, присутствует волновод.

2.4. 2D-3D МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРИЛАДОЖЬЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ АНАЛИЗА ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Создание плотностной модели земной коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита рассматривается в данном разделе для достаточно большого по площади участка (рис. 2.33). Структурно-геологическая позиция района работ определяется приуроченностью на северо-востоке к Карельскому кратону, на юго-западе – к Свекофеннской складчатой области. На изучаемой площади с юго-востока на северо-запад протягивается Ладожско-Ботническая (Раахе-Ладожская) зона разломов, расположенная на границе названных геоблоков (рис. 2.33).

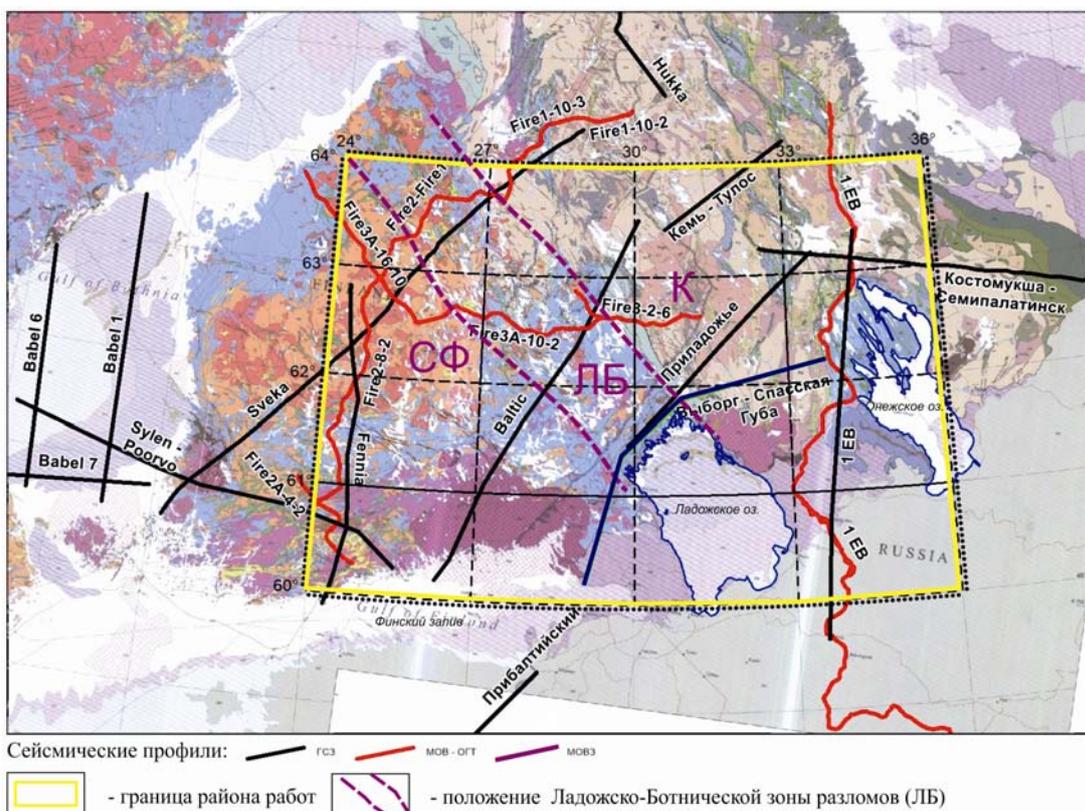


Рис. 2.33. Район работ и его изученность сейсмическими профилями на фоне геологической карты (GSF). Основные тектонические структуры:

К – Карельский блок, СФ – Свекофеннская складчатая область, ЛБ – Ладожско-Ботническая зона разломов

Исходные данные. При проведении работ использовались:

- карта гравитационной съемки в цифровом виде по сети 1×1 км (аномалии Буге $\sigma = 2.67 \text{ г/см}^3$) (рис. 2.34),
- карта магнитного поля ΔT_a (рис. 2.35),
- сейсмические данные по профилям ГСЗ Печенга – Костомукша; Кемь – Тулос; Свека; Фенния; Балтик; Лахденпохья – Сегозеро; и по профилям ОГТ: ЕВ-1; FIRE-3; FIRE-3а, Выборг – Спасская Губа (см. раздел 2.2).

Для интерпретации полученных результатов использовались геологическая (GSF) и петроплотностная карты [Петроплотностная..., 1978].

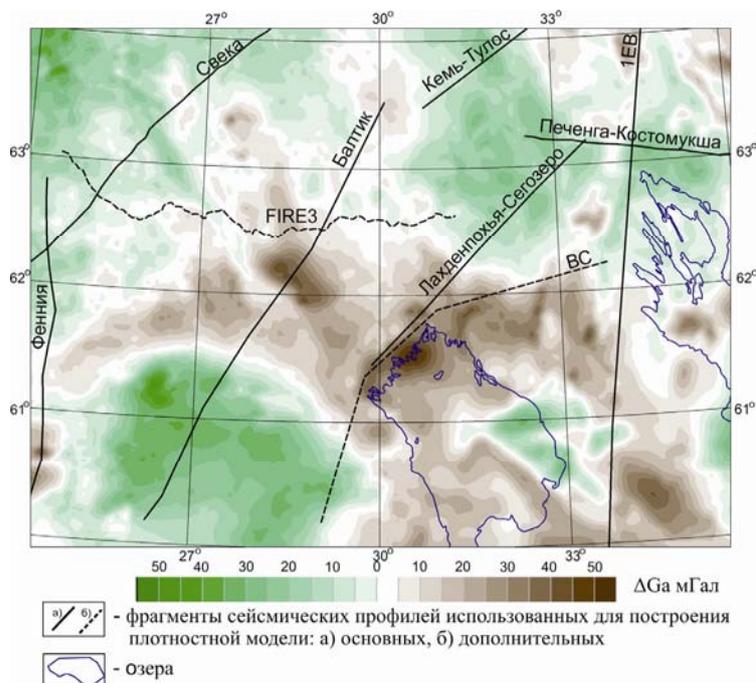


Рис. 2.34. Гравитационное поле (аномалии Буге $\sigma = 2.67 \text{ г/см}^3$) юго-восточной части Фенноскандинавского щита

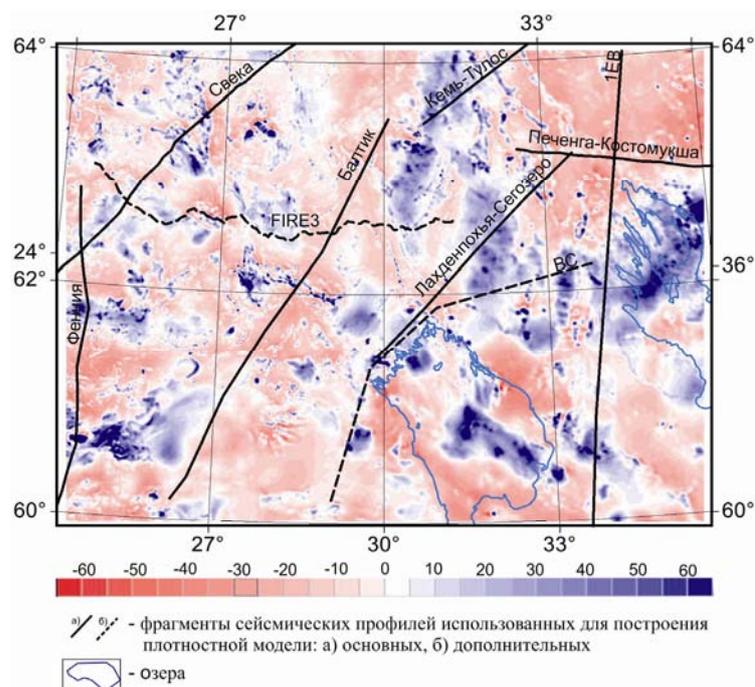


Рис. 2.35. Магнитное поле юго-восточной части Фенноскандинавского щита

Методика построения 3D плотностной модели включала несколько этапов:

- выбор модели среды,
- построение геометрического каркаса модели,
- расчет гравитационного эффекта от рельефа глубинных границ и исключение его из наблюдаемого поля,
- расчет 3D распределения плотности для редуцированного поля,
- построение 3D распределения плотности суммированием 3D распределения плотности с учетом рельефа глубинных границ и 3D распределения плотности для редуцированного поля.

Обработка и анализ данных проводился в программном комплексе ГИС INTEGRО (ВНИГНИ, отделение ВНИИгеосистем), который содержит все процедуры, необходимые для расчета плотностных и магнитных моделей и их 2D и 3D визуализации [Черемисина и др., 2018].

В качестве основы построения геометрии трехмерной плотностной модели консолидированной коры региона была выбрана пятислойная скоростная модель земной коры [Шаров, 2015]. Глубинное строение юго-восточной части Фенноскандинавского щита изучено сейсмическими (ГСЗ, ОГТ) и сейсмологическими (МОВЗ) методами (рис. 2.33). Данная модель имеет следующие характеристики: верхний слой (от 0 км до границы K_1) имеет $V_p = 5.90\text{--}6.20$ км/с, средний (от границы K_1 до границы K_2) характеризуется $V_p = 6.30\text{--}6.50$ км/с; нижний (от границы K_2 до границы Мохо) выделяется по $V_p = 6.60\text{--}6.80$ км/с. По данным сейсморазведки вдоль ряда профилей ГСЗ в низах земной коры выявлены области высоких скоростей. Этот слой, выделяемый фрагментарно в нижней коре на границе с поверхностью Мохо, интерпретируется геологами как коромантийная смесь. Он задавался нами в модели как четвертый высокоскоростной слой от поверхности K_3 до Мохо (с параметрами $V_p = 7.00\text{--}7.30$ км/с). Пятый слой – это мантия, характеризующаяся $V_p = 8.00\text{--}8.20$ км/с.

Для построения геометрии границ в 3D плотностной модели нами использовались результаты сейсмических исследований. Основу для построения составили данные по профилям: Балтик, Свека, Фенния, Лахденпохья – Сегозеро, 1-ЕВ, Печенга – Костомукша, Кемь – Тулос [Шаров, 2015], на разрезах которых закартированы соответствующие границы и дано распределение скорости. На отдельных участках площади фрагментарно привлекались разрезы с результатами интерпретации сейсмических разрезов профилей FIRE-3, За и Выборг – Спасская Губа. Сеть профилей редкая, но достаточная для оценки регионального изменения глубины залегания границ основных разделов земной коры.

Построение глубинных поверхностей осуществлялось с применением многоуровневой интерполяции В-сплайнами. Схемы глубин залегания глубинных границ K_1 , K_2 , K_3 и схема мощности четвертого слоя представлены на рис. 2.36–2.40.

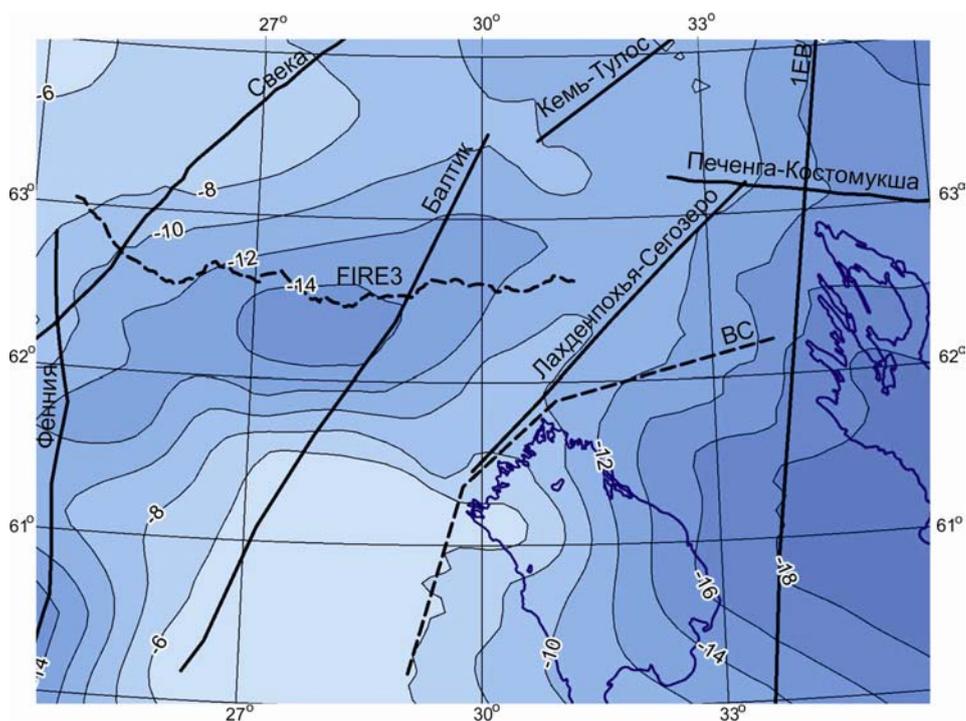


Рис. 2.36. Схема глубины залегания поверхности K_1 (км)

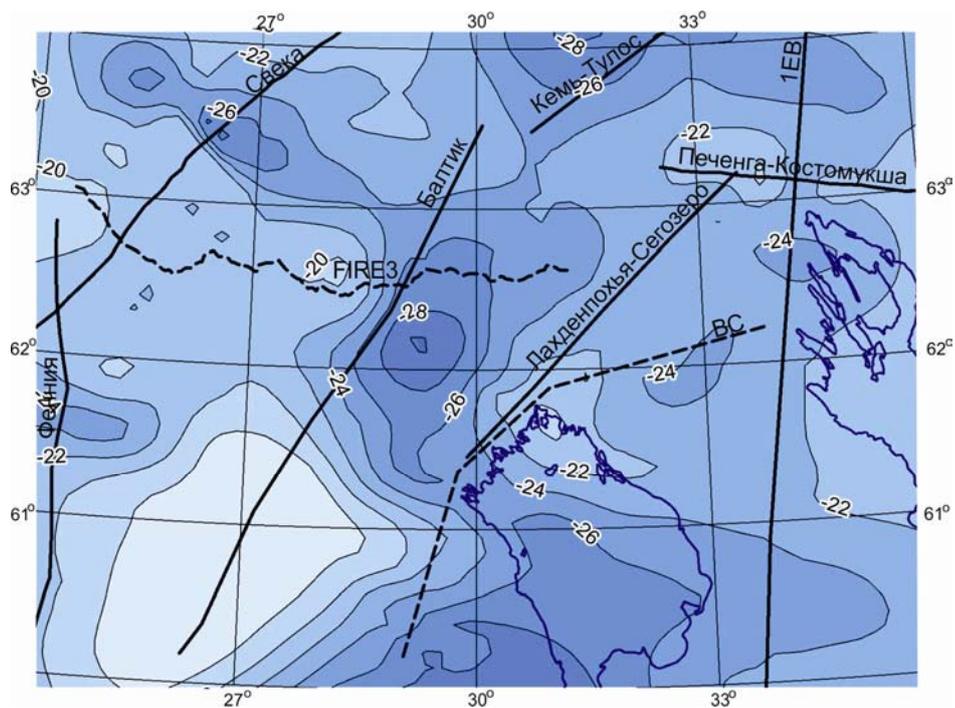


Рис. 2.37. Схема глубины залегания поверхности K_2 (км)

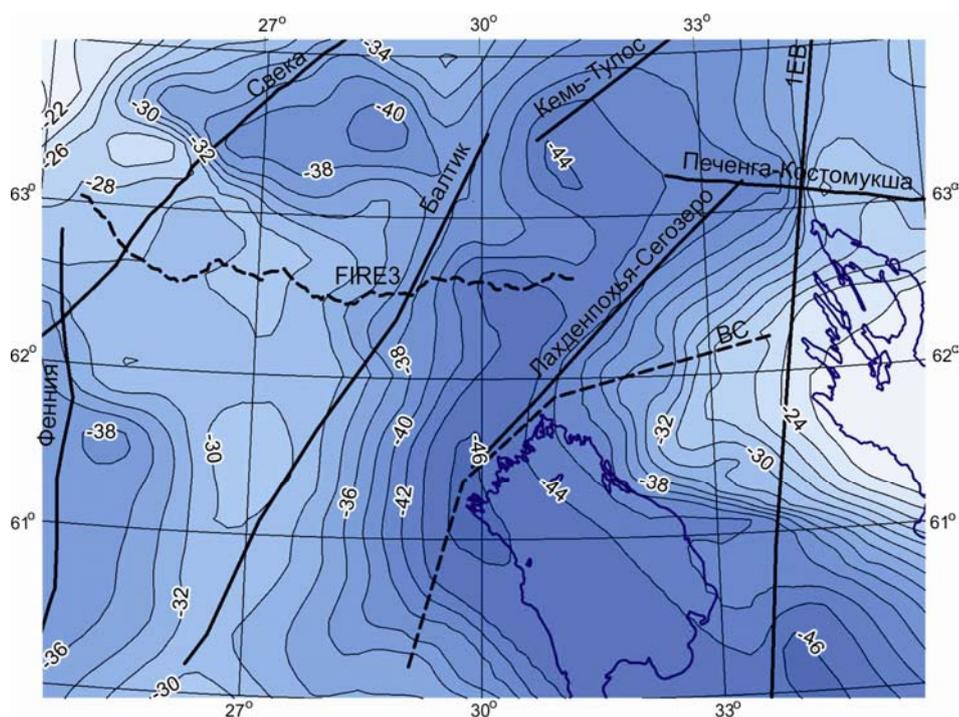


Рис. 2.38. Схема глубины залегания поверхности K_3 (км)

Для построения карты глубины залегания поверхности Мохо на первом этапе были проанализированы карты рельефа Мохо ряда авторов [Luosto, 1997; Marek Grad et al., 2009; Шаров, 2015]. Анализ показал, что ни одна из них не покрывает всю территорию исследований. Поэтому на основе карт глубины залегания поверхности Мохо Н. В. Шарова и U. Luosto была построена сводная карта. Глубины залегания Мохо на сводной карте были скорректированы с учетом данных по сейсмическим профилям. Эта операция была вызвана тем, что при построении мелкомасштабных карт неизбежно происходит осреднение данных в пределах отдельных участков сейсмических профилей, что привело на нашей территории к различию глубин залегания Мохо на разрезах ГСЗ и сводной карте до 8 км. Уточненная карта рельефа поверхности Мохо использовалась в дальнейшем для работы.

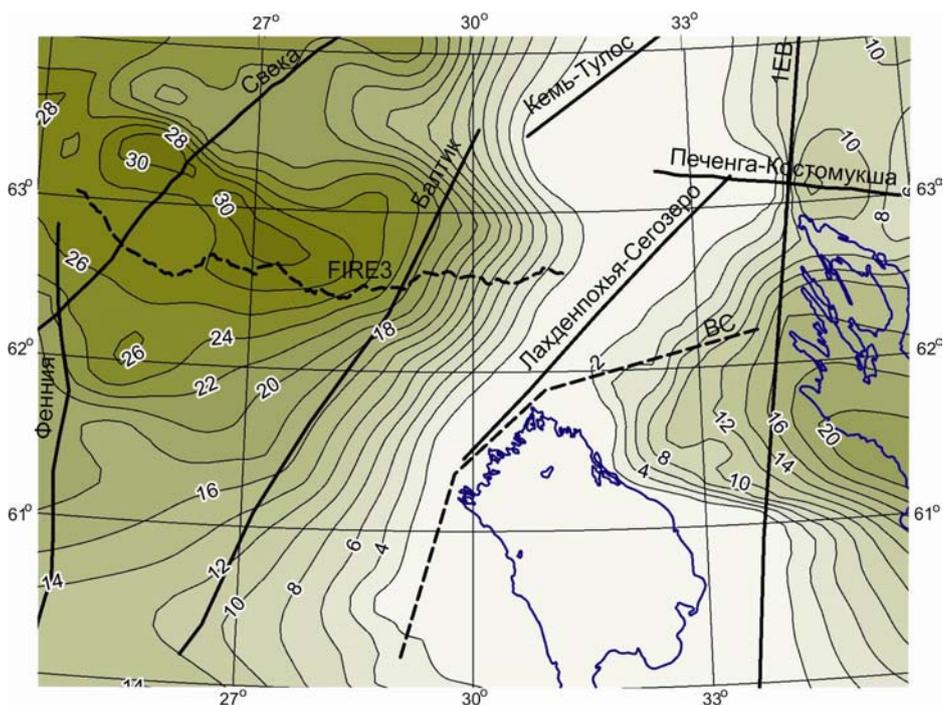


Рис. 2.39. Схема мощности высокоскоростного четвертого слоя (от K_3 до поверхности Мохо) (км)

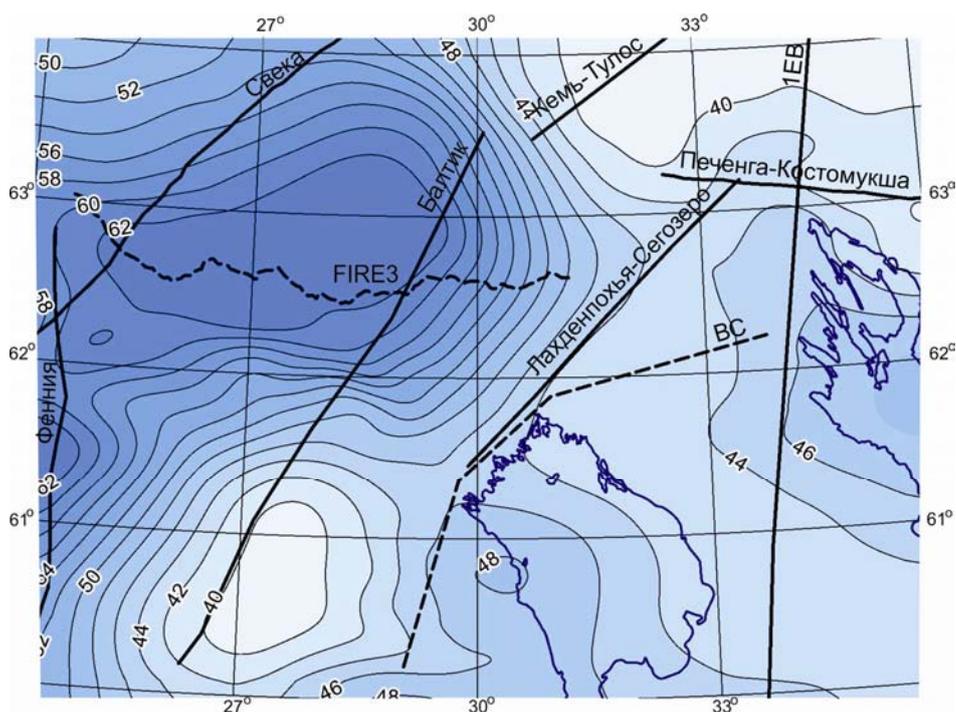


Рис. 2.40. Схема глубины залегания поверхности Мохо (км)

Наблюдаемое гравитационное поле вызывается суммарным эффектом от рельефа глубинных поверхностей и от плотностных неоднородностей в слоях земной коры. На первом этапе для исключения (редуцирования) из наблюдаемого гравитационного поля эффекта от рельефа глубинных поверхностей (K_1 , K_2 , K_3 , Мохо) на основе полученных схем глубины их залегания построена пятислойная 3D модель с постоянной плотностью на глубинных поверхностях и градиентным распределением плотности в слоях на глубину (рис. 2.41). Модель построена до глубины 80 км по сети $1 \text{ км} \times 1 \text{ км} \times 1 \text{ км}$ и имеет следующие характеристики: верхний слой (от 0 км до границы K_1) $\sigma = 2.70\text{--}2.75 \text{ г/см}^3$; средний (от границы K_1 до границы K_2) $\sigma = 2.75\text{--}2.90 \text{ г/см}^3$; нижний

(от границы K_2 до границы K_3 или границы Мохо) $\sigma = 2.90\text{--}3.00 \text{ г/см}^3$; четвертый высокоскоростной слой (от поверхности K_3 до Мохо) $\sigma = 3.00\text{--}3.20 \text{ г/см}^3$. Пятый слой (ниже поверхности Мохо до 80 км) $\sigma = 3.30\text{--}3.45 \text{ г/см}^3$. В верхнем слое модели в области Выборгского гранитного массива была задана линза глубиной до 4 км с плотностью на дневной поверхности 2.6 г/см^3 .

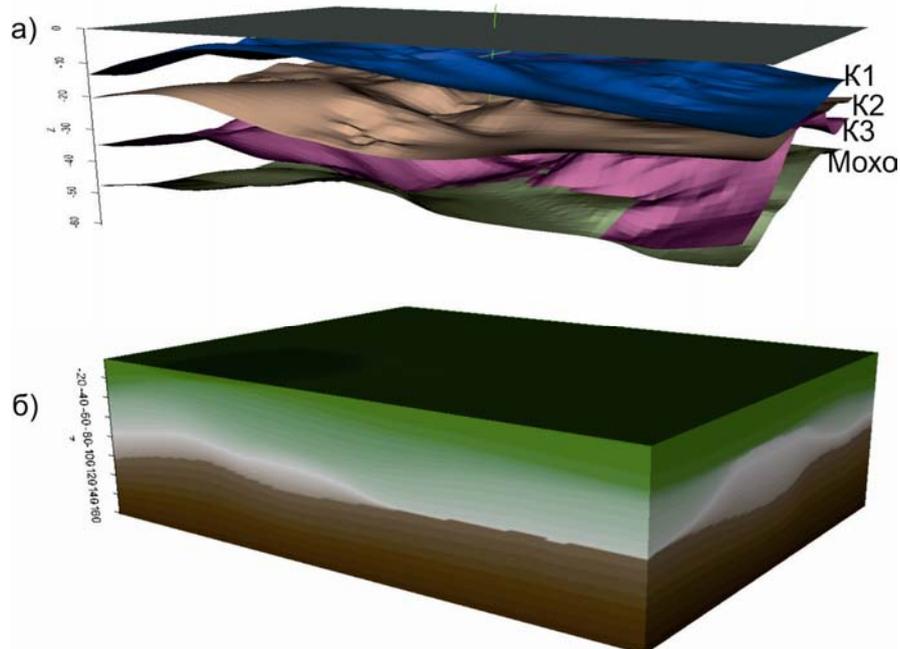


Рис. 2.41. Пространственное представление глубинных поверхностей K_1 , K_2 , K_3 и Мохо (а) и 3D модель (б) распределения плотности, учитывающая рельеф глубинных границ и градиентное изменение плотности с глубиной в слоях земной коры

Для построенной 3D модели решена прямая задача и рассчитан гравитационный эффект (рис. 2.42), который затем вычтен из наблюдаемого поля, что позволило получить остаточное поле, генерируемое только плотностными неоднородностями разреза.

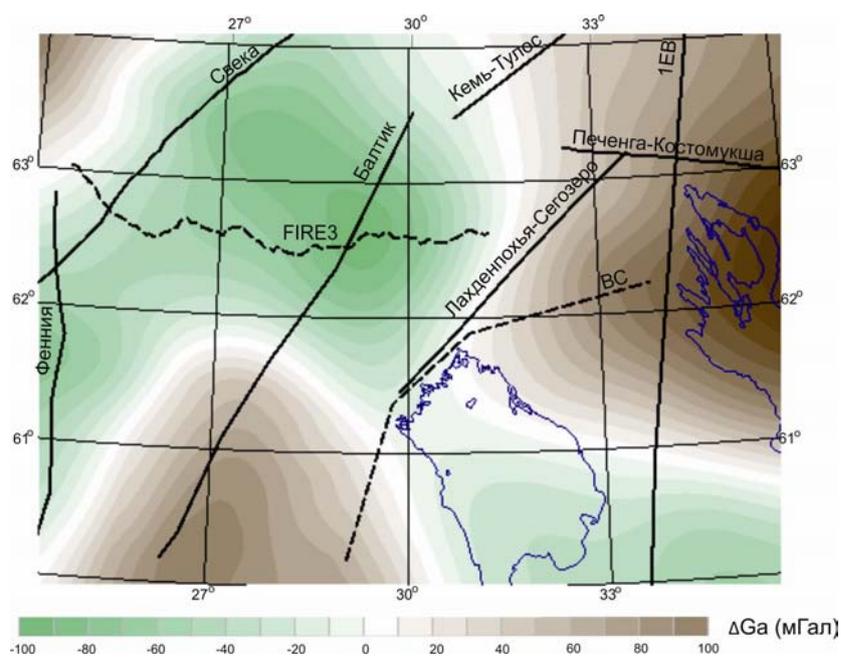


Рис. 2.42. Расчетное гравитационное поле от 3D модели распределения плотности, учитывающей рельеф глубинных границ

Далее для полученного остаточного гравитационного поля была решена обратная задача с применением метода, использующего спектральные преобразования поля [Мицын, Ососков, 2016], и определено 3D распределение эффективной плотности в земной коре.

Суммирование 3D модели с градиентным распределением плотности в слоях на глубину и 3D распределения эффективной плотности позволило получить в результате 3D модель распределения плотности в земной коре. Решение прямой задачи гравиразведки от нее показало адекватность полученной модели наблюдаемому полю.

Для изучаемой площади с применением метода, использующего спектральные преобразования поля, рассчитана также 3D модель распределения эффективной намагниченности. В силу отсутствия информации о распространении температуры на глубину и положения границы с температурой Кюри модель рассчитывалась до глубины 30 км.

В результате трехмерного плотностного моделирования были получены схемы распределения плотности на границах K_1 , K_2 , K_3 , Мохо (рис. 2.43–2.47), а также разрезы с распределением плотности вдоль сейсмических профилей (рис. 2.48–2.49).

Глубинные поверхности K_1 , K_2 , K_3 , Мохо построены по редкой сети сейсмических профилей и не описывают всех особенностей их рельефа. Однако схемы глубины их залегания позволяют сделать некоторые выводы о глубинном строении основных тектонических структур.

В целом мощность земной коры в Свекофеннской складчатой области больше (до 62 км), чем на территории Карельского кратона (до 46 км). В области сочленения этих тектонических структур в Ладожско-Ботнической зоне разломов, протягивающейся через всю площадь с юго-востока на северо-восток, наблюдается погружение как поверхности Мохо (от 46 км до 62 км), так и кровли нижней коры (поверхность K_2). Причем ширина в поперечнике этого погружения (поверхности K_2) на северо-западе гораздо меньше, и оно смещено к северу относительно юго-восточного участка Ладожско-Ботнической зоны. В пределах Свекофеннской складчатой области на юго-западе выделяется блок, пространственно совпадающий с положением Выборгского гранитного массива, где мощность земной коры существенно уменьшается (до 40 км). Подъем поверхности Мохо в этом блоке унаследованно продолжается и в подъеме кровли средней и нижней коры. Высокоскоростной слой (ограниченный поверхностью K_3) отсутствует в центральной части площади. Там, где он наблюдается, наибольшие его мощности фиксируются в областях над погружениями поверхности Мохо.

Результат решения прямой задачи (рис. 2.42) от 3D плотностной модели, учитывающей рельеф глубинных границ (рис. 2.41, б), показал обратную корреляцию полученного гравитационного эффекта с наблюдаемым гравитационным полем. Повышенный уровень наблюдаемого гравитационного поля в центральной части площади соответствует отрицательной аномалии расчетного поля и приурочен к области наибольшей мощности земной коры, а понижения этого уровня в наблюдаемом гравитационном поле совмещаются с положительными аномалиями расчетного поля, приуроченными к областям с поднятием поверхности Мохо. Исходя из такого соотношения расчетного и наблюдаемого полей, можно сделать вывод о возможном повышении плотности земной коры в областях с увеличенной ее мощностью и разуплотнении в областях ее уменьшения.

Анализ 3D модели распределения плотности на глубине 5 км (рис. 2.43) показывает, что каждая из тектонических структур, границы которых вынесены на схему, имеет особенности в величине плотности, размере и направлении простирающихся аномалообразующих тел. При этом, с одной стороны, целый ряд тел, выделяемых на петроплотностной карте [Петроплотностная..., 1978], прослеживаются до рассматриваемой глубины. С другой стороны, если на поверхности закартированы отдельные тела, то на глубине 5 км в целом ряде случаев они сливаются или переходят в фрагменты протяженных зон. Плотность пород на глубине 5 км варьирует в широком диапазоне от 2.6 до 2.9 г/см³. В упомянутые выше зоны объединяются тела как повышенной плотности, так и пониженной. В целом ряде случаев такие зоны приурочены к границам тектонических структур. Так, юго-западная граница Ладожско-Ботнической зоны отмечается линейной зоной разуплотненных тел на всю длину простирающихся. На границе между Кухмо-Сегозерской гранит-зеленокаменной областью и Водлозерской гранит-зеленокаменной областью картируется линейная субмеридиональная зона с телами, имеющими плотность до 2.84 г/см³.

На этой глубине в Кухмо-Сегозерской гранит-зеленокаменной области Карельского кратона выделяются два блока, отличающиеся контрастностью и направлением простирающихся плотностных неоднородностей. Западный блок характеризуется более однородным распределением плотности, а восточный по своему строению очень похож на граничащую с ним западную часть Водлозерской гранит-зеленокаменной области, отличаясь от нее несколько меньшей контрастностью плотностных объектов.

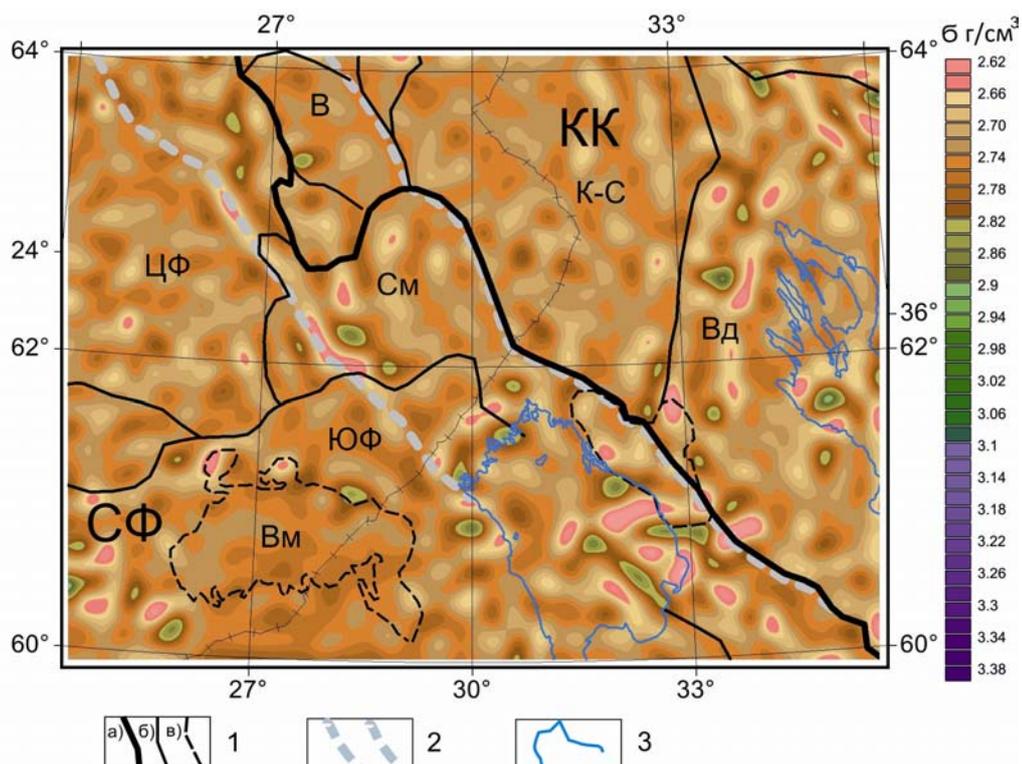


Рис. 2.43. Горизонтальное сечение 3D распределения плотности на уровне 5 км:

1 – границы тектонических структур: а – граница Карельского кратона (КК) и Свекофеннской складчатой области (СФ), б – границы структур более высокого порядка [Минц и др., 2018]: Кухмо-Сегозерская гранит-зеленокаменная область (К-С), гранит-гнейсовый пояс Варпосъярви (В), Водлозерская гранит-зеленокаменная область (Вд), Южно-Финляндский гранулитогнейсовый пояс (ЮФ), Центрально-Финляндский плутон гранитов (ЦФ), аккреционный пояс Саимаа (См); в – Выборгский массив гранитов (Вм); 2 – Ладожско-Ботническая зона разломов; 3 – Ладожское и Онежское озера

Под Выборгским гранитным массивом на глубине 5 км картируются более плотные, чем граниты, породы среднего состава ($2.74\text{--}2.78\text{ г/см}^3$). Это может указывать на мощность выходящих на поверхность гранитов менее 5 км.

Отличительной особенностью распределения плотности на кровле средней коры (поверхность K_1) является приуроченность к границам тектонических структур линейных зон повышенной плотности (рис. 2.44). Одна такая зона наблюдается вдоль юго-западного края Карельского кратона на границе со Свекофеннской складчатой областью. Линейная зона субмеридионального направления повышенной плотности (до 2.8 г/см^3) картируется в западной части Водлозерской гранит-зеленокаменной области на границе с Кухмо-Сегозерской гранит-зеленокаменной областью. Еще более плотные породы (до 2.84 г/см^3) выполняют линейную зону субширотного простирания на юге Центрально-Финляндского массива на границе с Южно-Финляндским гранулитогнейсовым поясом.

В Кухмо-Сегозерской гранит-зеленокаменной области Карельского кратона два блока, выделяющиеся особенностями плотностных тел, описанные выше при анализе распределения плотности на глубине 5 км, находят свое продолжение и в средней коре, резко отличаясь здесь по величине плотности. Восточный блок характеризуется плотностью $2.72\text{--}2.76\text{ г/см}^3$, в то время как в западном плотность достигает $2.78\text{--}2.82\text{ г/см}^3$.

В пределах Ладожско-Ботнической зоны к северо-востоку от ее оси выделяется практически на всем протяжении область пониженной плотности ($2.72\text{--}2.74\text{ г/см}^3$) по сравнению с областью, расположенной к юго-западу от оси зоны, насыщенной плотными телами (до $2.80\text{--}2.84\text{ г/см}^3$).

Анализ распределения областей с повышенной и пониженной плотностью на кровле нижней коры (K_2) (рис. 2.45) и высокоскоростного горизонта (K_3) (рис. 2.46) показал их похожее положение. Наибольшее разуплотнение в нижней коре картируется на юго-западе в районе Выборгского массива. Плотность пород на кровле нижней коры здесь понижается до 2.8 г/см^3 . Породы четвертого высокоскоростного слоя в этой части площади также имеют пониженную плотность, до 2.92 г/см^3 , более

характерную для пород нижней коры (третьего слоя модели). Поэтому на этом участке породы четвертого слоя можно отнести к аналогам пород нижней коры (третьего слоя модели), только с высокой плотностью, и не относить эти области к областям распространения коромантийной смеси. Тогда можно считать, что слой, трактуемый геологами как коромантийная смесь, в основном распространен в зоне контакта крупных тектонических структур Карельского кратона и Свекофеннской складчатой области и имеет плотности выше 3.0 г/см^3 в четвертом слое.

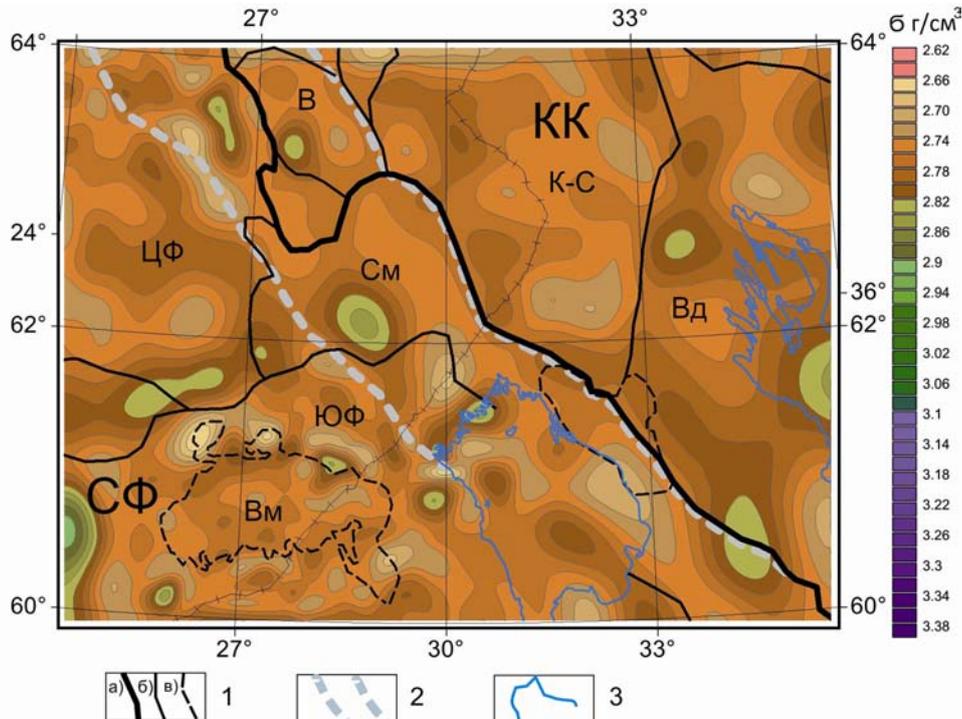


Рис. 2.44. Схема распределения плотности на поверхности K_1 . Усл. обозн. см. на рис. 2.43

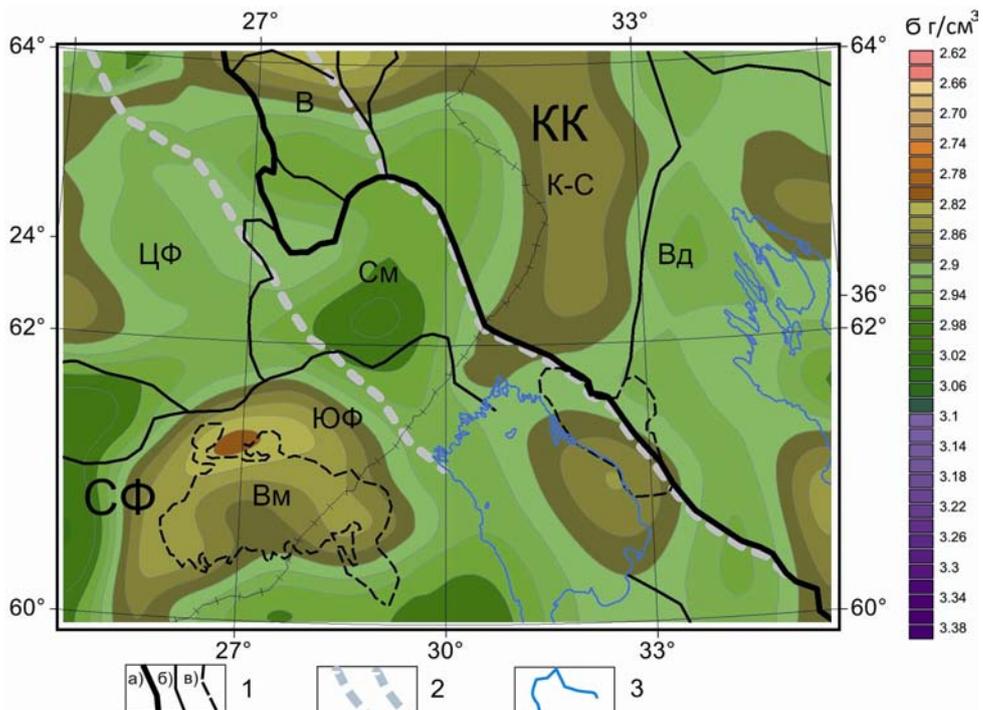


Рис. 2.45. Схема распределения плотности на поверхности K_2 . Усл. обозн. см. на рис. 2.43

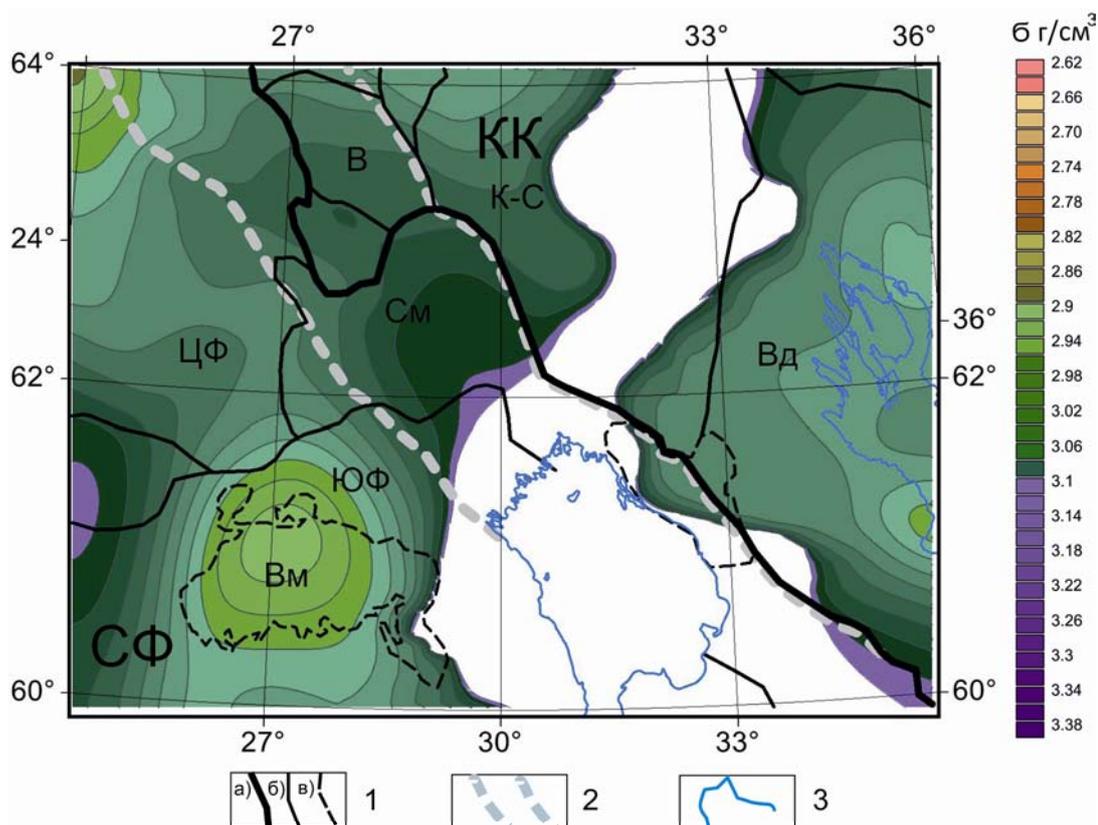


Рис. 2.46. Схема распределения плотности на поверхности K_3 . Усл. обозн. см. на рис. 2.43

Ладожско-Ботническая зона на уровне нижней коры неоднородна по своему простиранию. Здесь в южной ее части картируется область разуплотнения с плотностью до 2.84 г/см^3 , в центральной части, пространственно приуроченной к аккреционному поясу Саимаа, плотность нижней коры выше 2.96 г/см^3 , а в северной – в среднем 2.92 г/см^3 . Центрально-Финляндский массив достаточно однородный и имеет плотность 2.92 г/см^3 .

В Карельском кратоне в Кухмо-Сегозерской гранит-зеленокаменной области, как и в средней коре, в восточной части картируется достаточно однородный блок меридионального простирания с пониженной плотностью $2.82\text{--}2.84 \text{ г/см}^3$, а в западной – разуплотненный. В Водлозерской гранит-зеленокаменной области на границе с Кухмо-Сегозерской гранит-зеленокаменной областью в нижней коры продолжается субмеридиональная зона повышенной плотности, закартированная в средней коре. Эту область возможно проследить южнее границы Карельского кратона, но уже со смещением на восток.

Результаты плотностного моделирования показали, что верхняя мантия (рис. 2.47), так же как и земная кора, имеет области повышенной и пониженной плотности. Наиболее однородна верхняя мантия в пределах Карельского кратона. Плотность ее здесь в основном $3.28\text{--}3.32 \text{ г/см}^3$. Повышенной плотностью на всем своем протяжении характеризуется Ладожско-Ботническая зона, в которой наблюдается наибольшее погружение поверхности Мохо. Там, где земная кора менее мощная, в районе Выборгского гранитного массива на юго-западе площади наблюдается разуплотнение. Здесь плотность пород верхней мантии понижается до 3.2 г/см^3 , что в целом согласуется с сейсмическими данными по профилю Балтик, где в южной части под поверхностью Мохо фиксируются более низкие скорости, чем в северной части его, пересекающей Ладожско-Ботническую зону.

Результаты моделирования представлены также плотностными моделями вдоль сейсмических профилей Балтик (рис. 2.48), 1-ЕВ (рис. 2.49), Лахденпохья – Сегозеро (рис. 2.50), SWEKA (рис. 2.51), которые пересекают характерные структуры участка. На этих разрезах приведено распределение плотности во всем разрезе земной коры, распределение эффективной плотности, а также распределение магнитных неоднородностей. На разрезе эффективной плотности вынесены границы слоев и тектонические нарушения, картируемые на сейсмических профилях.

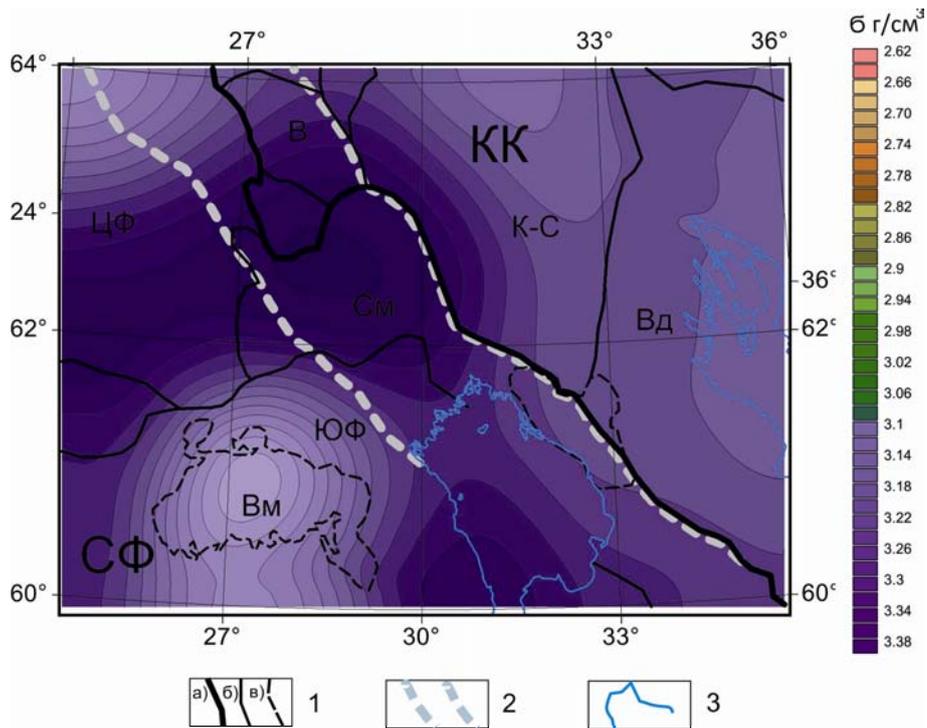


Рис. 2.47. Схема распределения плотности на поверхности Мохо. Усл. обозн. см. на рис. 2.43

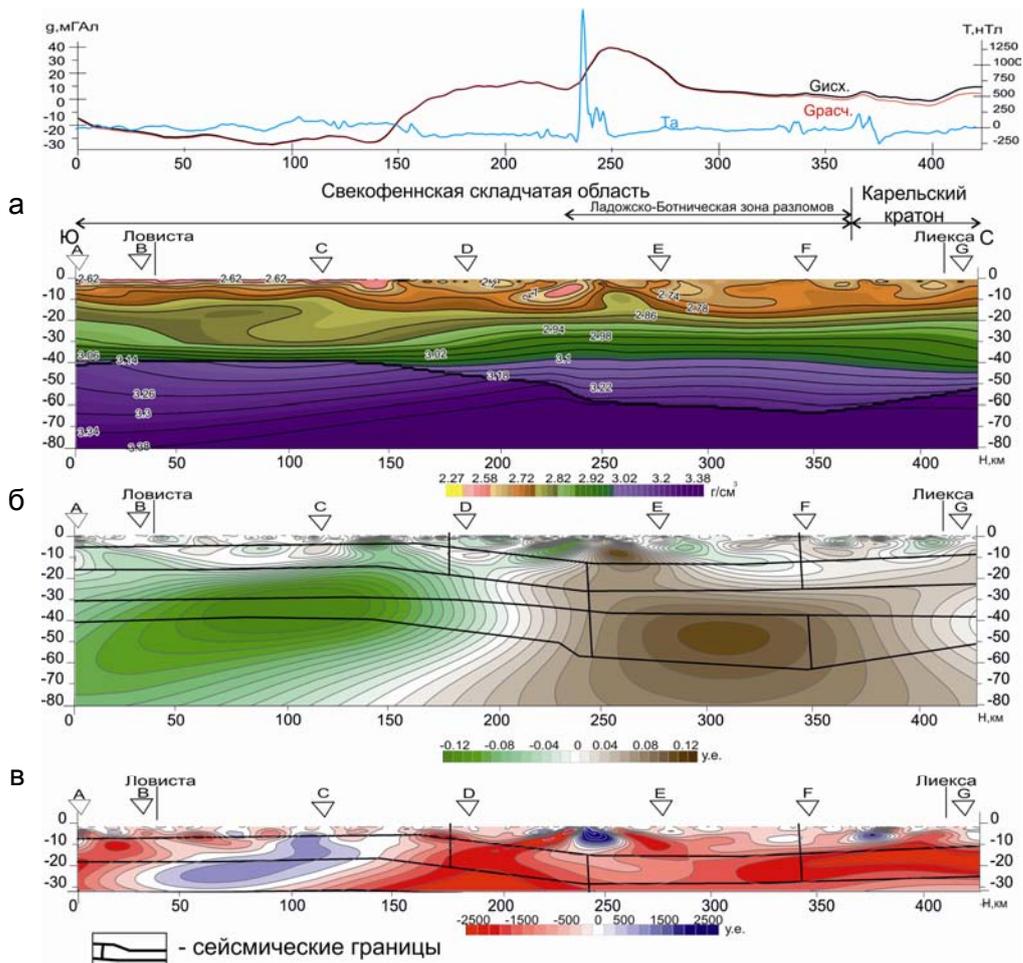


Рис. 2.48. Модель распределения плотности (а), эффективной плотности (б) и эффективной намагниченности (в) в разрезе земной коры по сейсмическому профилю Балтик

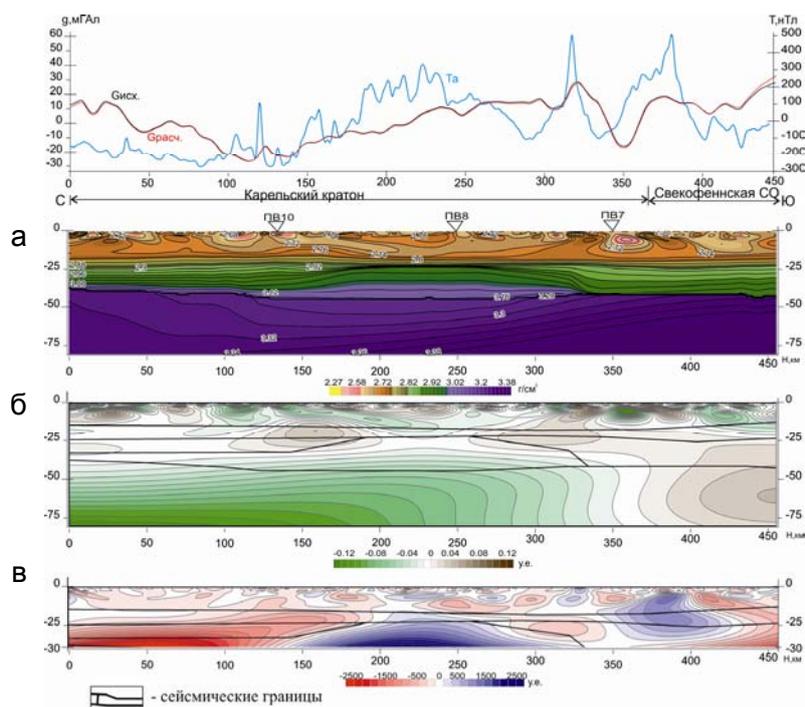


Рис. 2.49. Модель распределения плотности (а), эффективной плотности (б) и эффективной намагниченности (в) в разрезе земной коры по сейсмическому профилю 1-ЕВ

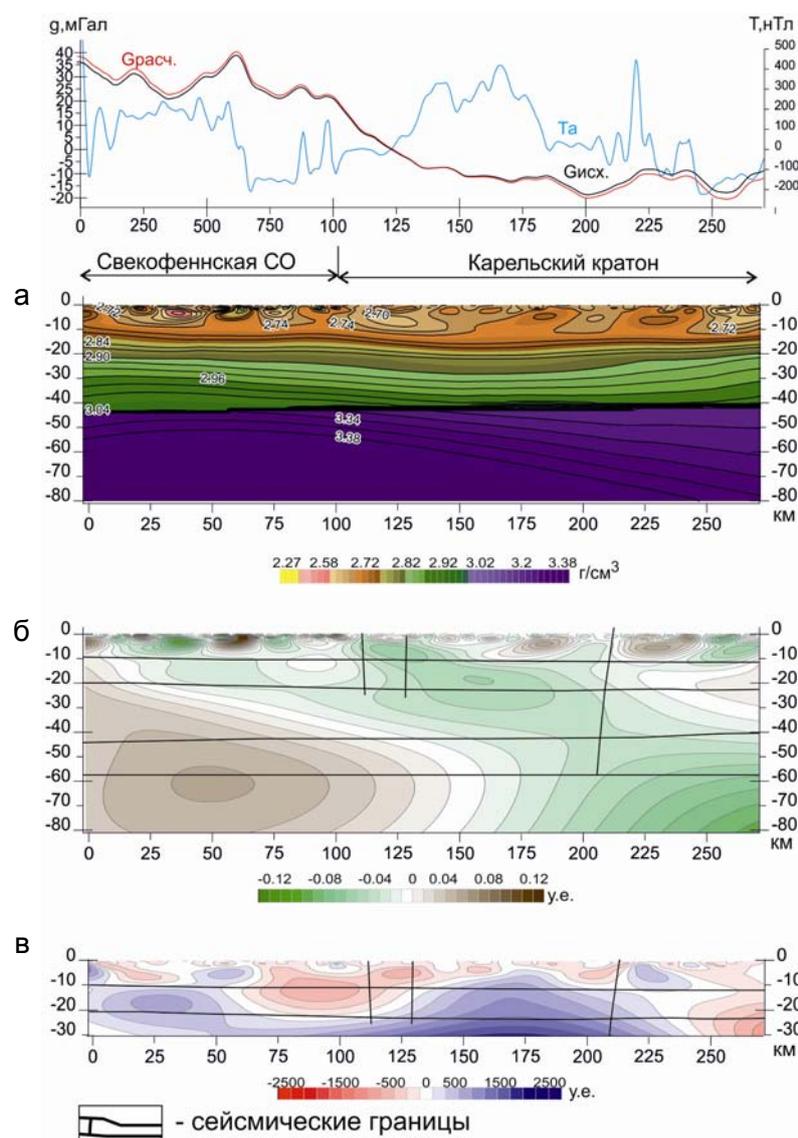


Рис. 2.50. Модель распределения плотности (а), эффективной плотности (б) и эффективной намагниченности (в) в разрезе земной коры по сейсмическому профилю Лахденпохья – Сегозеро

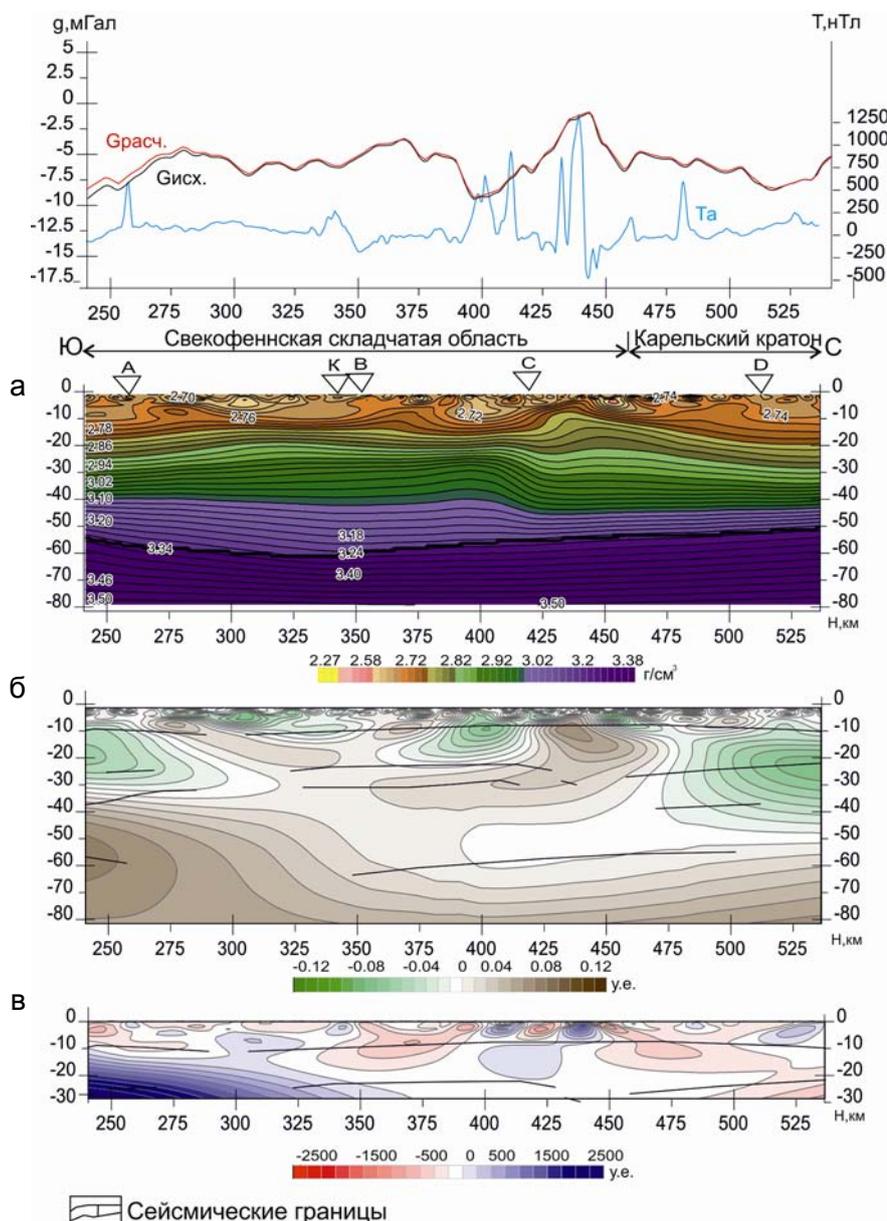


Рис. 2.51. Модель распределения плотности (а), эффективной плотности (б) и эффективной намагниченности (в) в разрезе земной коры по сейсмическому профилю SVEKA

В результате анализа полученных плотностных разрезов можно отметить:

- Наиболее неоднородной является верхняя часть разреза до поверхности K_1 . При этом сопоставление с петроплотностной картой позволяет картировать в ряде случаев под отдельными выходами плотных пород на глубине единую область повышенной плотности (профиль Лахденпохья – Сегозеро).
- В нижней части нижней коры на участках с наиболее погруженной поверхностью Мохо картируются породы с более высокой плотностью (до $3.0\text{--}3.20\text{ г/см}^3$), чем в целом в нижней коре (профиль Балтик, Свека, 1-ЕВ), отвечающие, возможно, распространению коромантийной смеси.
- Области с прогибами поверхности Мохо характеризуются повышением плотности нижней коры и верхней мантии, а в областях с выступами поверхности Мохо наблюдается разуплотнение этих слоев.
- Магнитоактивные объекты в верхней части земной коры хорошо коррелируются с плотностными неоднородностями, причем тела с высокой намагниченностью имеют и повышенную плотность. Ниже такое соотношение не всегда соблюдается. Чаще магнитоактивные тела совмещаются с градиентными областями между блоками разной плотности.

2.5. ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПРИЛАДОЖЬЯ

2.5.1. Экскурс в историю открытия и изучения Ладожской аномалии электропроводности

Ладожская аномалия электропроводности (ЛАЭ) – одна из самых крупных коровых аномалий электропроводности Восточно-Европейского кратона – расположена в пределах юго-восточного сегмента Ладожско-Ботнической подвижной зоны (ЛБЗ), маркирующей границу между Карельским (архейским) и Свеккофенским (палеопротерозойским) геоблоками Фенноскандинавского щита [Глубинное строение..., 2004]. В составе ЛБЗ выделяется целая серия проводящих зон, прослеживаемых более чем на 1000 км от южного побережья Ладожского озера вплоть до северной оконечности Ботнического залива (рис. 2.52).

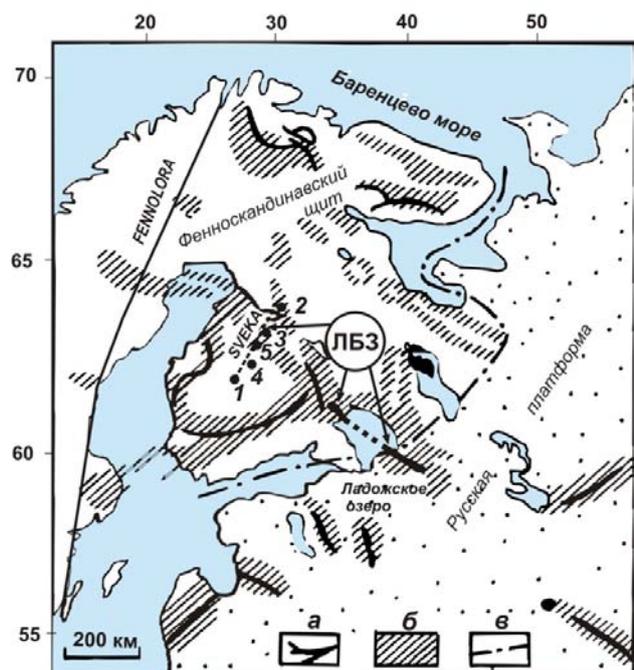


Рис. 2.52. Положение проводящих зон Ладожско-Ботнической зоны на общей схеме коровых проводников Балтийского щита [Жамалетдинов, Ковтун, 1993]:

а – оси проводящих зон с продольной проводимостью S до 1000 См и более; б – области повышенной электропроводности S , от 10 до 100 См и более; в – граница осадочного чехла Русской платформы

Далее на северо-западе на территории Норвегии аномалия ЛБЗ предположительно уходит под метаморфические образования каледонского возраста, где она пересечена сейсмическим профилем «Феннолора» (рис. 2.52) и зафиксирована выполненными вдоль профиля магнитотеллурическими зондированиями [Rasmussen et al., 1987]. Однако проводники имеют разрывы и ответвления, т.е. аномалия ЛБЗ не является цельным проводящим телом и может быть отнесена к разряду двухмерных объектов лишь с рядом оговорок. Благодаря широкому распространению на территории ЛБЗ месторождений и рудопроявлений полиметаллических руд она получила название «Цветной пояс Финляндии».

Аномальное поведение магнитотеллурического поля в Северном Приладожье впервые было обнаружено Н. В. Лазаревой на профиле Лахденпохья – Сортавала – оз. Кайтониярви общей протяженностью 150 км [Лазарева, 1967]. Ею по данным магнитотеллурических зондирований (МТЗ) в диапазоне периодов от 10 до 500 с зафиксированы резкие изменения значений кажущегося сопротивления ρ_T (от 10 Ом·м до 600 тыс. Ом·м) в зависимости от ориентировки приемных линий и расположения пунктов МТЗ в соседних точках. Причину резких изменений ρ_T Н. В. Лазарева связывала с влиянием тектоники.

В середине 70-х годов прошлого века в юго-западной части Карелии в районе Ладожского озера сотрудниками Института геофизики Украинской академии наук были предприняты исследования методом магнитовариационного профилирования (МВП) [Рокитянский и др., 1981]. Они носили характер региональных исследований и были выполнены по редкой, нерегулярной сети. Тем не менее полученные результаты привели к открытию региональной аномалии электропроводности, зафиксированной в северо-западном и юго-восточном обрамлениях Ладожского озера (рис. 2.53, а).

Положение центра аномальной зоны – на глубине 10 км. Параметр наполнения $G = \sigma \cdot S$ составил 10^8 м/Ом, где σ – удельная электропроводность в Ом·м и S – поперечное сечение аномального тела в м². Сводная диаграмма с положениями векторов Визе с кружками приведена на рис. 2.53, б.

Асимметричное поведение кривой отношения горизонтальной компоненты магнитного поля в полевой точке H_a к значению магнитного поля H_0 в базовой точке позволило сделать вывод о северо-восточном падении проводящего тела под углом порядка 45 градусов. Положение наклонно-падающего аномально проводящего тела в разрезе условно показано на рис. 2.53, б. Вопрос о природе Ладожской аномалии в публикации И. И. Рокитянского и др. [1981] не обсуждается.

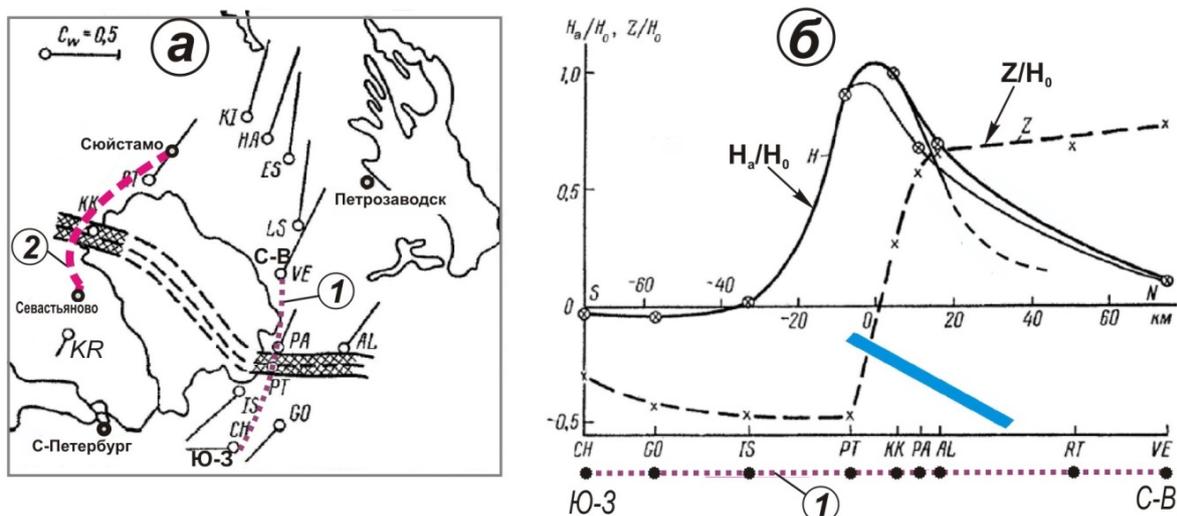


Рис. 2.53. Положение Ладожской аномалии электропроводности на юге Карелии [Рокитянский и др., 1981]: а – положение Ладожской аномалии и точек наблюдений с векторами Визе в плане. Пунктирной линией (1) показано положение интерпретационного профиля МВП «Ю-3 – С-В», жирной штриховой линией (2) показано положение профиля МВСД «Хийтола – Суйстамо»; б – положение аномального тела в разрезе и графики северной компоненты горизонтального магнитного поля H_a и вертикальной компоненты Z для периода $T = 1800$ с в нормировке на горизонтальное магнитное поле H_0 в базовой точке КК вдоль профиля «Ю-3 – С-В»

В конце 70-х и в начале 80-х годов на территории Центральной и Южной Финляндии силами университета Оулу выполнены площадные магнитовариационные наблюдения с магнитометрами системы Гофа-Рейцеля [Rajunpaa, 1984]. На основе полученных данных установлена сложная система проводящих зон, охватывающих всю центральную и южную часть Финляндии (рис. 2.52). Можно видеть, что впервые обнаруженная в России Ладожская аномалия проводимости является частью Ладожско-Ботнической зоны. Первые аудиоманнитотеллурические и магнитотеллурические зондирования (АМТ-МТЗ) выполнены в 1980 г. финскими и венгерскими геофизиками вдоль регионального сейсмического профиля SVEKA, пересекающего центральную часть ЛБЗ [Adam et al., 1982]. Положение профиля показано на рис. 2.52 и 2.55. Зондирования выполнены в диапазоне частот от 8 кГц до 0.001 Гц. Высоко-частотные зондирования (АМТЗ) в диапазоне частот 8 кГц – 1 Гц выполнены в 64 пунктах с применением французской скалярной двухкомпонентной (E_x, H_y) аппаратуры. Низкочастотные зондирования (МТЗ) в диапазоне частот 0.1–0.001 Гц выполнены в 5 пунктах с применением аналоговой аппаратуры. Кривые АМТ и МТ зондирований в этих 5 точках совместных наблюдений в широком диапазоне частот с двумя комплектами аппаратуры приведены на рис. 2.54.

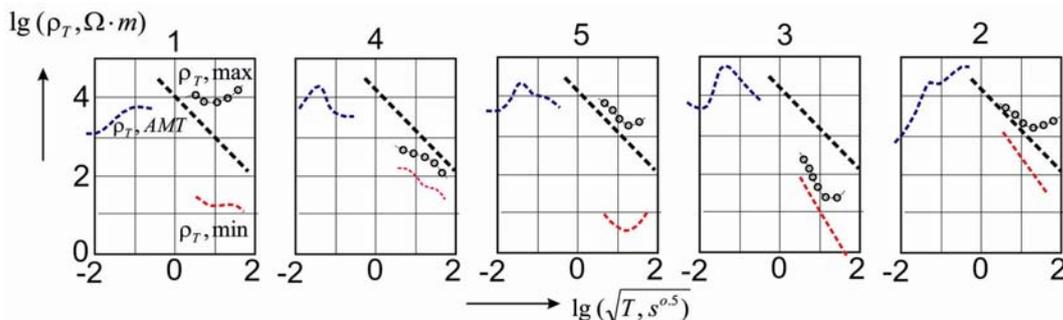


Рис. 2.54. Результаты АМТ-МТ зондирований на профиле SVEKA по [Adam et al., 1982] Положение профиля и пунктов наблюдений 1–5 показано на рис. 2.52

По результатам АМТ-МТ наблюдений авторами сделан вывод о том, что земная кора по линии профиля разделяется на ряд чередующихся блоков сопротивлением от $2 \cdot 10^5$ до 10^2 Ом·м. Проводящие слои с сопротивлением 10^2 Ом·м и ниже располагаются на глубинах в первые километры. При этом сделан вывод о том, что верхняя часть земной коры относительно однородна, тогда как нижняя часть в интервале глубин от 20 до 50 км имеет вертикально-слоистый характер и отличается высокой анизотропией. Считается, что этот факт хорошо согласуется с сейсмическими наблюдениями, фиксирующими примерно на этих же нижнекоровых глубинах серию разломов [Hjelt, 1984].

Наибольшая анизотропия МТЗ, проявляющаяся в расхождении минимальных и максимальных кривых ρ_T , наблюдается на крайней юго-западной точке профиля SVEKA (точка 1 на рис. 2.52), расположенной за пределами Ладожской аномалии, и достигает трех порядков ($\rho_T^{\min} \cong 10 \Omega \cdot m$ и $\rho_T^{\max} \cong 10^4 \Omega \cdot m$ на периоде 10 с). Можно предполагать, что отмеченная «анизотропия» обусловлена береговым эффектом, т.е. проявлением Е- и Н-поляризации МТ поля вследствие бокового влияния Ладожской аномалии [Бердичевский, Дмитриев, 2010].

Позднее, начиная с 1985 г., работы на профиле SVEKA были продолжены финскими геофизиками. Протяженность профиля достигла 750 км, а количество МТ-АМТ зондирований увеличилось до 150 точек [Корья и др., 2006]. Положение профиля и точек наблюдений АМТ-МТЗ (серые кружки) показано на рис. 2.55. Там же штриховыми линиями показаны примерные границы Ладожско-Ботнической зоны. Звездочками обозначены пункты синхронных АМТ зондирований площадного эксперимента BEAR [Korja et al., 2002]. Профиль SVEKA на своем протяжении пересекает несколько палеопротерозойских комплексов Свекофеннского блока и в северо-восточной части выходит в карельскую область распространения архейских гранито-гнейсов. В средней части между пикетами 400 и 500 км профиль SVEKA пересекает Ладожско-Ботническую зону.

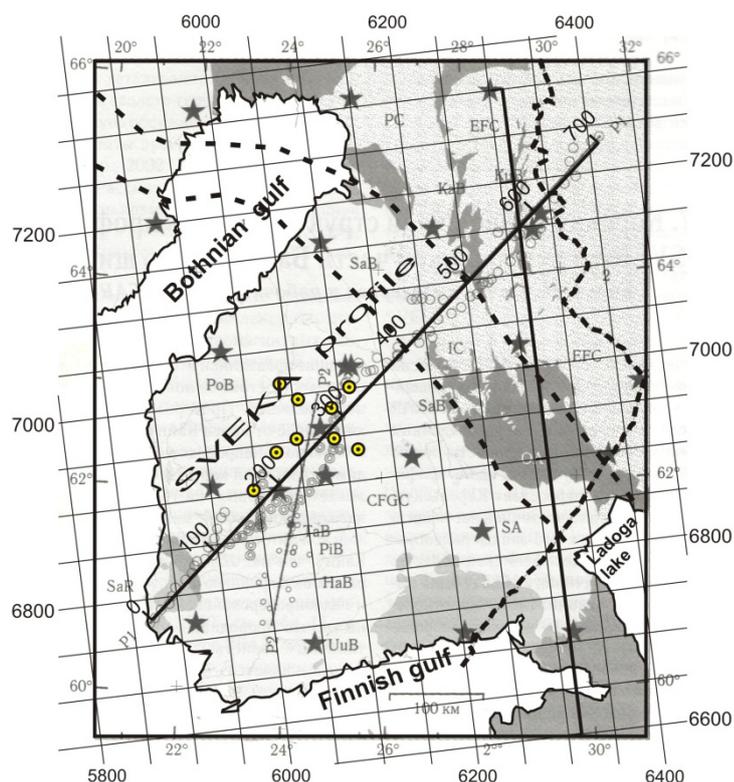


Рис. 2.55. Положение профиля SVEKA

Серыми кружками показаны пункты АМТ-МТ зондирований. Звездочками показаны пункты МТЗ эксперимента BEAR [Korja et al., 2002]. Желтыми кружками с точками показаны пункты частотных зондирований с контролируемым источником (CSAMT) [Zhamaletdinov et al., 1998]. Штриховыми линиями показаны границы ЛБЗ.

Результаты интерпретации магнитотеллурических данных на профиле SVEKA опубликованы в работе [Korja et al., 2002]. Авторами выполнено обобщение всех предыдущих результатов в виде модели SMAP, представляющей собою многопленочную аппроксимацию проводимости земной коры на всей территории Фенноскандинавского щита. По результатам интерпретации построен геоэлектрический

разрез на всем протяжении профиля SVEKA (710 км), представленный на рис. 2.56, а. На нем можно видеть, что Ладожско-Ботническая зона отмечена коровым проводником на глубинах 10–20 км, полого падающим в юго-западном направлении. Верхняя часть ЛБЗ находится в пределах блоков Иисалми (Iisalmi, IS) и Кайну (Kainuu Belt, KaB). Соппротивление пород на глубине 10 км падает ниже 100 Ом·м. Далее на юго-запад коровый проводящий слой прослеживается до глубины 50–60 км под блоками Иисалми и Саво. Ширина аномальной области достигает 100 км.

Положение профиля SVEKA показано на рис. 2.55. Условные обозначения блоков на рис. 2.56, b слева направо: SaR – блок Сатакунта Рапакиви, PiB – Пояс Пирккала, ТаВ – пояс Тампере, CFGC – Центрально-Финляндский гранитоидный комплекс, SaB – пояс Саво, IC – комплекс Иисалми, KaB – пояс Кайну, EFC – Восточно-Финляндский комплекс, KuB – пояс Кухмо, Karelian – Карельский архейский мегаблок.

Геоэлектрический разрез на рис. 2.56, а, так же как и явление анизотропии кривых МТЗ, находится в противоречии с результатами многолучевого частотного зондирования с контролируемым источником (CSAMT), выполненного на территории Центрально-Финляндского гранитоидного комплекса (ЦФГК) Геологическим институтом КНИЦ РАН в 1998 г. [Zhamaletdinov et al., 1998]. Положение пунктов зондирования, выполненных с разносами до 50–100 км между источником и приемником, приведено на рис. 2.55. Согласно данным CSAMT, верхняя часть земной коры на территории ЦФГК, по крайней мере до глубины 10–15 км, отличается высоким сопротивлением, 10^4 – 10^5 Ом·м, и горизонтальной однородностью. Кривые кажущегося сопротивления CSAMT при двух взаимно-перпендикулярных поляризациях первичного поля совпадают между собой в пределах 20–30 % на разносах 50 и 100 км.

Результаты CSAMT значительно лучше согласуются с результатами более поздней обработки данных АМТ-МТЗ по тому же профилю SVEKA, приведенными в работе [Lahti et al., 2004]. Дело в том, что со времени опубликования модели, представленной на рис. 2.56, а, появились новые возможности проведения двухмерной инверсии, и это побудило авторов к проведению нового этапа интерпретации данных на профиле SVEKA. Новая модель разреза представлена на рис. 2.56, b в совместной обобщающей работе [Корья и др., 2006]. Основным элементом новизны в принятой за основу новой методики двухмерной инверсии явился переход от *E*- и *H*- поляризованных мод к определителю импеданса, объединяющему обе двухмерные моды и являющемуся инвариантом, аналогом эффективного кажущегося сопротивления. Важным элементом новизны явилось также применение методики качественного учета статического сдвига путем увеличения удельного веса фаз импеданса на основе OCCAM инверсии [Groot-Hedlin, Constable, 1990] и ее модификации [Siripunvaraporn, Egbert, 2000].

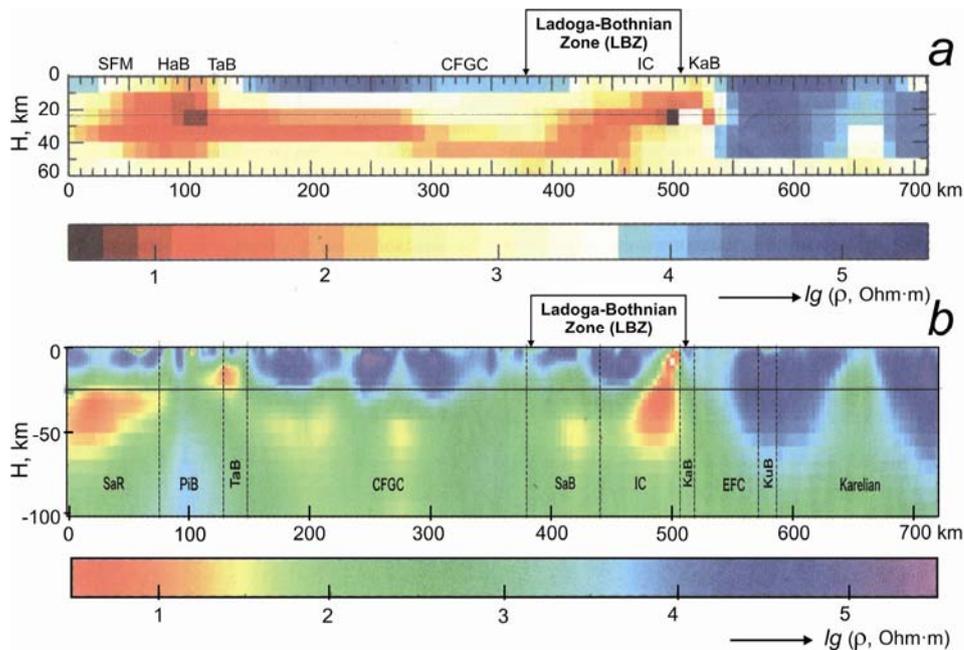


Рис. 2.56. Два варианта геоэлектрического разреза на профиле SVEKA по результатам 2D инверсии, выполненной в разные годы:

а – разрез, представленный в работе [Korja et al., 2002]; б – разрез, представленный в работе [Lahti et al., 2004]. Обобщение рисунков выполнено на основе работы [Корья и др., 2006]

Не вдаваясь в подробное рассмотрение новой модели электрического разреза на рис. 2.56, б, отметим существенные изменения, произошедшие в модели глубинной электропроводности ЛБЗ, по сравнению с более ранней интерпретацией, представленной на рис. 2.56, а. Коровая аномалия электропроводности на глубинах 10–20 км практически исчезла. Но обострилась аномалия электропроводности на северо-восточном фланге ЛБЗ, на контакте блоков Кайну и Иисалми. Аномально проводящие палеопротерозойские породы в этой области выходят на дневную поверхность [Корья и др., 2006] и полого погружаются на юго-запад под блок Иисалми, отличающийся высоким сопротивлением (10^4 – 10^5 Ом·м) до глубины, по крайней мере, 20–25 км. Причину столь разительных изменений в характере геоэлектрического разреза в районе ЛБЗ на рисунках 2.56, а и 2.56, б авторы работы [Корья и др., 2006] не объясняют. В дополнение необходимо отметить, что на разрезе, приведенном на рис. 2.56, б, выделяются две близповерхностные области повышенной электропроводности – в районе пикетов 130–140 км (блок Тампере, ТаВ) и в районе пикетов 500–505 км (Кайну, КаВ). В обоих случаях коровые аномалии электропроводности сопровождаются выходами на дневную поверхность горных пород с большим содержанием черных углеродистых сланцев [Корья и др., 2006].

Первые профильные (с шагом 10 км) исследования методом МТЗ в Северном Приладожье выполнены Ленинградским горным институтом в начале 80-х годов [Васин, 1988; Васин и др., 1993]. Примерно в это же время высокочастотные исследования методом АМТЗ в комплексе с длиннопериодными МТЗ над Ладожской аномалией выполнены группой А. А. Ковтун [1989]. Результаты этих исследований приведены на рис. 2.57 в виде двухмерной модели электропроводности, подобранной по результатам численного моделирования [Васин и др., 1993].

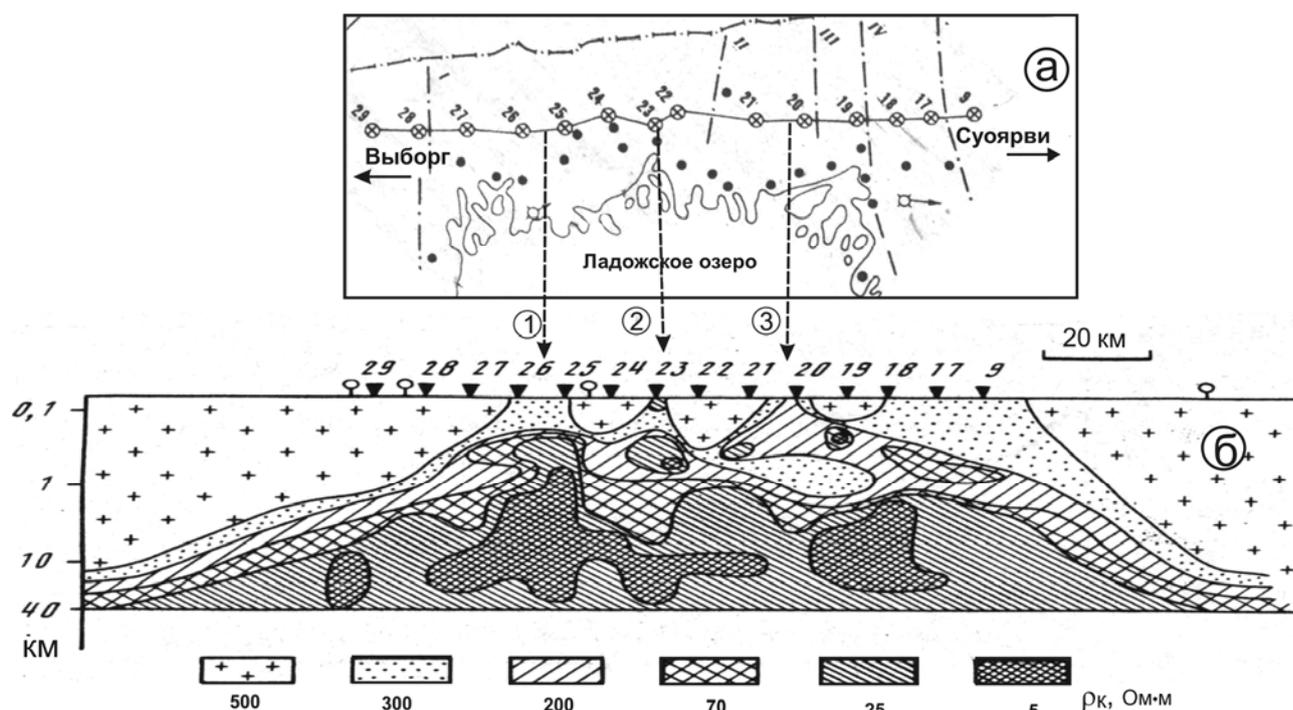


Рис. 2.57. Двухмерная модель глубинной электропроводности Ладожской аномалии по результатам численного моделирования АМТ-МТ данных [Васин и др., 1993]:

а – положение пунктов АМТ-МТЗ. Стрелками с цифрами в кружках обозначены эпицентры аномалий электропроводности, предположительно выходящих близко к дневной поверхности; б – 2D модель по результатам численного моделирования. Условные знаки показывают блоки разного сопротивления от 5 до 500 Ом·м

На представленной модели Ладожская аномалия имеет вид расширяющейся с глубиной призмы. В верхней части ширина аномалии составляет примерно 100 км. На глубине 10–20 км ширина аномалии увеличивается до 150–200 км. Удельное электрическое сопротивление горных пород аномалии изменяется от первых сотен омметров в приповерхностной зоне до 5 омметров на глубинах 10–30 км. Для использования двухмерного подхода в интерпретации МТЗ данных авторы работы [Васин и др., 1993; Ковтун и др., 2004] использовали только около половины первичных данных.

Продолжая исследование регионального характера распространения коровых структур ЛАЭ, группа А. А. Ковтун выполнила значительный объем низкочастотных магнитотеллурических зондирований также и в зоне сопряжения Балтийского щита с СЗ бортом Русской плиты. В результате этих работ на глубинах от 3 до 10 км под покровом осадочных платформенных отложений было прослежено более чем на 100 км продолжение ЛБА к ЮВ от Ладожского озера [Ковтун и др., 2004] (частично отражено на рис. 2.52).

Большой объем АМТ-МТ зондирований выполнен в 1997–2000 гг. по региональному профилю Гдов – Сосновый Бор – Сортавала – Спасская Губа общей протяженностью 535 км. Эти результаты, хранящиеся в архивах ГПП «Невскгеология», частично опубликованы в работе [Свириденко и др., 2017; Свириденко, 2019] в составе сводного сейсмо-геоэлектрического разреза с элементами геотектонической интерпретации. Полученный глубинный геоэлектрический разрез приведен на рис. 2.58. Он подобран с помощью двухмерного моделирования исходя из модели [Васин и др., 1993] и в определенной мере корреспондирует последней.

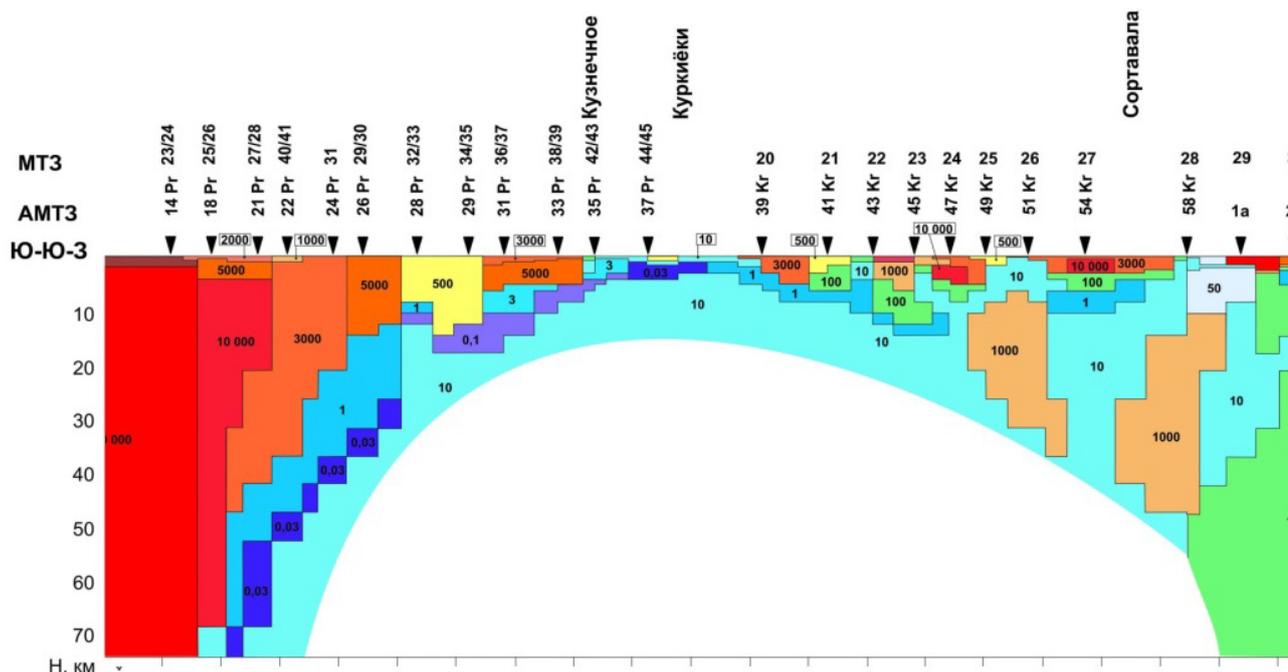


Рис. 2.58. Геоэлектрический разрез над Ладожской аномалией [Свириденко и др., 2017]. Фрагмент регионального геоэлектрического профиля Гдов – Спасская Губа

Модель разреза, показанная на рис. 2.58, определяла внешнюю границу свода и его общую конфигурацию (расширение до 130–150 км на глубине 20–30 км, удельное сопротивление пород порядка 10 $\Omega\cdot\text{м}$), но, однако, не давала прогресса в разрешении структуры электропроводности ни по глубине, ни по латерали. В то же время в работе [Ковтун и др., 1998], тонко использующей рациональный квазидвухмерный подход, в проводящем «своде» сечения Ладожской аномалии удалось вычленить два «ядра», концентрирующие региональные теллурические токи (северо-восточное с гипоцентром на 3–5 км и юго-западное – на 10–15 км), разделенные относительно изолирующей областью ЮЗ падения (рис. 2.57).

Наиболее развитая модель группы А. А. Ковтун была получена к 2011 г. в рамках прежнего квазидвухмерного подхода, но с привлечением новых АМТ данных. Она предназначалась для проведения сопоставления с сейсмическими разрезами МОВЗ ГПП «Невскгеология» в целях прояснения дебатированного тектонического контекста и природы магнитотеллурических и сейсмических аномалий в Северном Приладожье [Ковтун и др., 2011]. Однако авторы были вынуждены заключить, что для проведения геотектонической интерпретации необходимо дальнейшее совершенствование и этой модели разреза Ладожской аномалии. Таким образом, к началу второго десятилетия нашего века, несмотря на большое количество МТ-АМТ зондирований, выполненных за весь предшествующий длительный период исследований региона, представления о глубинном строении и природе Ладожской аномалии оставались далеки от определенности.

С целью построения более разрешенных моделей коровой электропроводности в области Ладожской аномалии в 2013–2015 гг., по инициативе ИФЗ РАН и при поддержке РФФИ и ООО «Северо-Запад» было осуществлено региональное профильное магнитотеллурические и магнитовариационное зондирование по трассе Выборг – Суоярви с применением нового поколения аппаратуры и современных синхронных технологий [Соколова и др., 2016]. Результаты этого эксперимента подтвердили генеральное юго-западное падение глубинных проводящих структур, формирующих Ладожскую аномалию, и, предоставив более разрешенную картину корового распределения последних, позволили выстроить достаточно убедительную трактовку феномена ЛАЭ в структурно-вещественных и геотектонических терминах с учетом результатов региональных сейсморазведочных работ МОГТ 2001–2008 гг. и материалов по потенциальным полям [Соколова и др., 2017; Минц и др., 2018]. Результаты этих наблюдений и их анализ приводятся в разделе 2.5.3.

Слабым местом при изучении природы Ладожской аномалии, затрудняющим выяснение ее природы, является отсутствие более или менее полных сведений об электропроводности горных пород, выходящих близко к дневной поверхности. Имеющиеся приповерхностные электроразведочные работы носят фрагментарный характер и не дают представления об электропроводности пород, выходящих близко к дневной поверхности, по всей ширине Ладожской аномалии. Эта ситуация наблюдается в пределах как российской, так и зарубежной части ЛБЗ. В то же время специфика геоэлектрических условий Балтийского кристаллического щита требует обязательного учета электропроводности пород вблизи расположения приемных линий при проведении глубинных зондирований как с естественными, так и с контролируруемыми источниками [Жамалетдинов, 1990]. Основными причинами отсутствия протяженных профильных электроразведочных работ в Северном Приладожье являются сложные условия рельефа и крайняя извилистость береговой линии Ладожского озера и прилегающих к ней дорог. С целью восполнить образовавшийся пробел объединенным отрядом Геологического института Кольского научного центра РАН (ГИ КНЦ РАН) и Института геологии Карельского научного центра РАН (ИГ КарНЦ РАН) в 2015 и 2017 гг. выполнено электрическое профилирование на постоянном токе в комплексе с АМТ-МТЗ по профилю Севастьяново – Суйстамо. Положение профиля наблюдений совместно с расположением всех точек АМТ-МТ зондирований, выполненных в Северном Приладожье, показано на рис. 2.59, а. Геологическая схема района работ приведена на рис. 2.59, б по [Балтыбаев и др., 2000]. Точки АМТ-МТЗ, выполненные разными организациями, показаны на рис. 2.59, а без цифровых обозначений, но выделены разными цветами. Их описание дано непосредственно на рис. 2.59, а. Координаты приведенных точек АМТ-МТЗ могут быть высланы заинтересованным лицам по запросу, который следует направить по электронному адресу vk51@list.ru, Колесникову Владимиру Егоровичу.

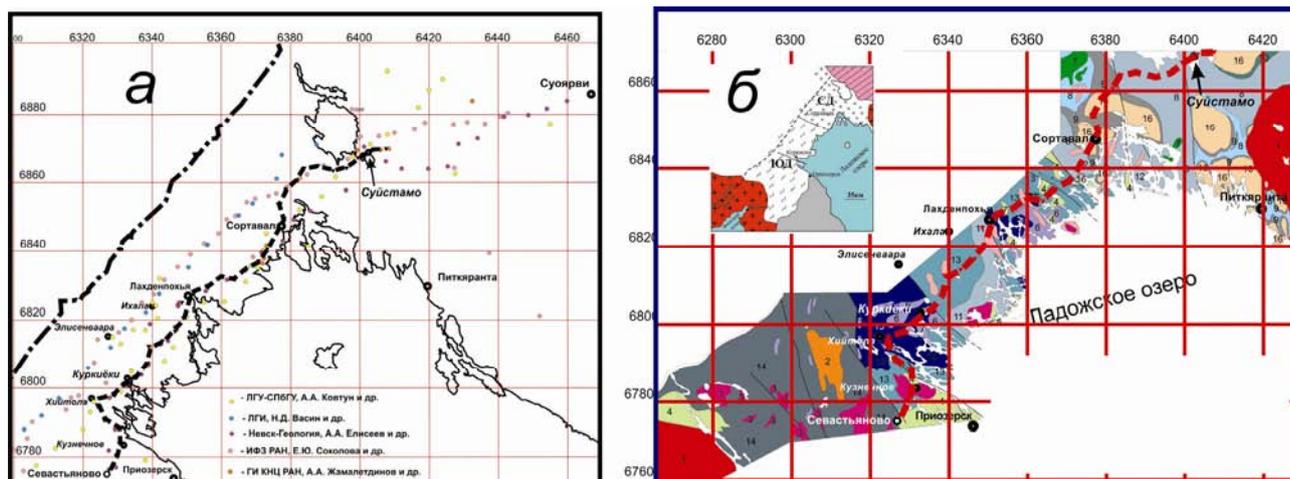


Рис. 2.59. Схема расположения пунктов АМТ-МТ зондирований, выполненных разными организациями в Северном Приладожье; обозначения точек приведены на рисунке (а) и геологическая схема Северного Приладожья [Балтыбаев и др., 2000] с положением трассы электропрофилирования МВСД «Севастьяново – Суйстамо» (б):

1 – раннерифейские граниты рапакиви; 2–7 – свекофенские интрузии; 8–15 – раннепротерозойские супракrustальные комплексы; 16 – архейские гранито-гнейсы

История открытия и изучения Ладожской аномалии электропроводности приведена в табл. 2.2.

Таблица 2.2

История открытия и изучения Ладожско-Ботнической зоны проводимости

Авторы, ссылки на использованную литературу	Организация	Год, район работ	Методы	Основные результаты
Лазарева, 1967	ВИРГ Рудгеофизика, Ленинград	1967, Лахденпохья – Сортавала	МТЗ	Обнаружена резкая неоднородность поля МТЗ в Северном Приладожье, связываемая с тектоникой
Рокитянский и др., 1981	Институт геофизики НАНУ, Киев	1979, 1981 Юго-Западная Карелия, Северное Приладожье	МВП	Открыта и описана Ладожская аномалия электропроводности на глубине 10 км
Васин, 1988	Ленинградский горный институт, Ленинград	1984, Хийтолы – оз. Сегозеро	МТЗ	Выполнена 1D интерпретация, показаны границы аномалии
Adam et al., 1982	Oulu University	1980–1981 гг. Профиль SVEKA	АМТЗ	Профиль SVEKA. Выявлена ЛБЗ, до 1 км
Korja et al., 2002	Oulu University	1986–2002	АМТ-МТЗ	Профиль SVEKA. Установлен проводящий слой на глубине 20 км
Lahti et al., 2004; Корья и др., 2006	Oulu University	2004–2006	АМТ-МТЗ	SVEKA. Выполнена новая интерпретация
Васин и др., 1993; Ковтун и др., 2004	ЛГУ, Ленинград	Профиль Выборг – Суоярви	АМТЗ	Выполнена 1D и 2D инверсия, построена 2D модель ЛАЭ до глубины 20–30 км
Свириденко и др., 2017	ГПП «Невскгеология», производственный отчет	1999–2001 гг. Гдов – Сосновый бор – Сортавала	АМТЗ	Построена квазидвухмерная модель ЛАЭ до глубины 70 км, с сопротивлением ниже 1 Ом·м
Соколова и др., 2016	ИФЗ, Москва	2013–2015 гг. Суоярви – Приозерск	АМТЗ-МТЗ	Выполнена 2D инверсия и построен геолого-геофизический разрез до глубины 40 км
Жамалетдинов и др., 2018	ГИ КНЦ РАН, ИГ КарНЦ РАН, СПБФ ИЗМИ РАН	2015 и 2017 гг. Профиль Севастьяново – Хийтола – Сортавала – Суйстамо протяженностью 180.5 км	МВСД+МВСК на пост. токе и АМТ-МТЗ	Установлена связь ЛАЭ с выходящими под моренные отложения проводниками электронно-проводящей природы в пределах первых единиц километров

2.5.2. Изучение электропроводности верхних горизонтов земной коры Северного Приладожья

Введение

Электроразведочные работы в Северном Приладожье с целью изучения верхней толщи горных пород над Ладожской аномалией выполнены в 2015 и 2017 гг. объединенным отрядом ГИ КНЦ РАН и ИГ КарНЦ РАН. Комплекс методов включал электропрофилирование на постоянном токе и аудиоманнителлурическое зондирование (АМТЗ). Основной объем работ составило электропрофилирование методом внешнего скользящего диполя (МВСД) с шагом 500 м по профилю протяженностью 180.5 км от пос. Севастьяново на западе до пос. Суйстамо на востоке (рис. 2.59). Максимальная глубинность профилирования МВСД составила 400 м. В районе аномалий электропроводности выполнены детализационные работы методами внутреннего скользящего контакта (МВСК), срединного градиента (СГ) и аудиоманнителлурического зондирования (АМТЗ). На отдельных обнажениях выполнен отбор образцов для определения удельного электрического сопротивления пород. Выполнено одномерное и двухмерное моделирование результатов МВСД, МВСК и АМТЗ.

Методика изучения электропроводности верхних горизонтов

Электропрофилирование на постоянном токе выполнено с применением двух методик – МВСД (метод внешнего скользящего диполя) и МВСК (метод внутреннего скользящего контакта). Обе методики относятся к типу многоэлектродных установок, сочетающих в себе два основных принципа электроразведки – профилирование и зондирование.

Электропрофилирование методом МВСД

Методика электропрофилирования по схеме МВСД разработана специально для наблюдений по извилистым дорогам Северного Приладожья. Схема установки МВСД приведена на рис. 2.60.

Принцип работы основан на дипольно-осевом зондировании-профилировании путем последовательного удаления приемных линий относительно питающего диполя в осевом направлении. В центральной части установки располагается питающая линия АВ длиной 500 м. Ток силой до 1 А подается от генератора ЭМАК мощностью 1 кВт на частоте 4.88 Гц. Измерения напряженности электрического поля выполняются стрелочным прибором АНЧ-3 с гальванической развязкой приемных линий от земли. Измерения выполняются в двух противоположных направлениях относительно питающей линии АВ с шагом 500 м и с максимальным удалением до 2 км от ближайшего питающего заземления (рис. 2.60, а). В центре каждой питающей линии АВ проводятся зондирования на постоянном токе с разносами от 3 до 250 м по схеме, показанной на рис. 2.60, б. За пределами питающей линии АВ в каждой приемной точке раскладываются по два взаимно ортогональных приемных диполя MN длиной от 50 м до 200 м. Одна линия MN раскладывается вдоль дороги, а вторая – поперек (рис. 2.60, а). Длины диполей MN увеличиваются с удалением от питающей линии АВ в связи с уменьшением напряженности поля и соответствующим уменьшением соотношения «сигнал – помеха». В каждой точке приема производятся два замера электрического поля в двух взаимно ортогональных направлениях и третий замер на диагональной линии N_1N_2 путем подключения дальних концов ортогональных линий MN_1 и MN_2 к измерителю АНЧ-3, обладающему гальванической развязкой от земли. Замер на диагональной линии N_1N_2 позволяет оценивать направление полного вектора для получения суждений о степени влияния горизонтальной неоднородности пород на результаты наблюдений. Для этого осуществляется расчет теоретического направления вектора \vec{E}^{theor} над однородным полупространством и сравнивается его положение с положением экспериментально зафиксированного вектора \vec{E}^{exper} .

Вся методика МВСД опирается на использование спутниковой системы позиционирования (GPS) и полную компьютеризацию, начиная от цифрового ввода координат питающих и приемных линий и результатов наблюдений в память компьютера и завершая обработкой данных и графическим отображением полученных результатов непосредственно в полевых условиях. Применение GPS навигации полностью избавляет от необходимости заранее размечать профили наблюдений и положение питающих и приемных заземлений.

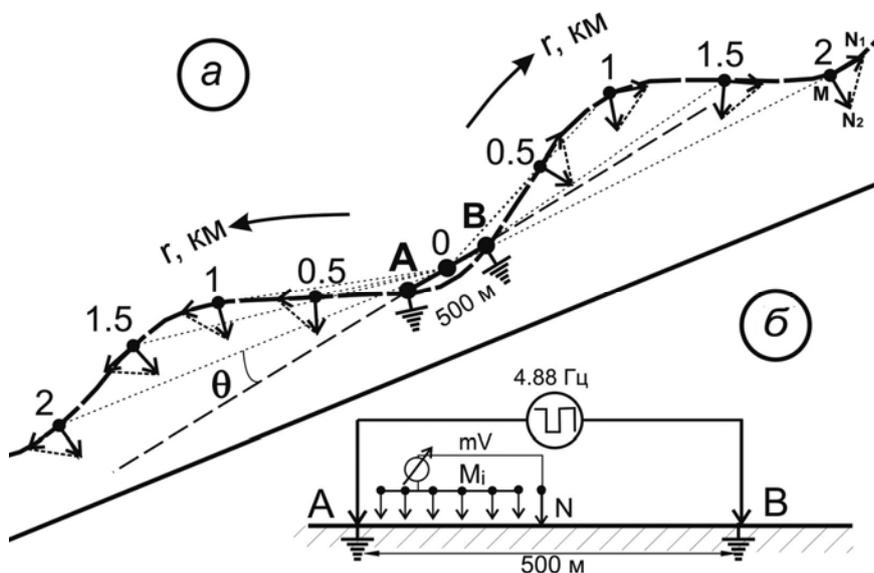


Рис. 2.60. Схема установки МВСД:

а – схема наблюдений на внешних приемных линиях MN_1 , MN_2 и N_1N_2 ;

б – схема наблюдений внутри питающей линии АВ на линиях M_iN ;

АВ – положение питающей линии длиной 500 м. Черные точки – положение центров приемных линий и заземлений АВ. Тонкими стрелками показано положение измерительных линий вдоль и поперек дороги. Тонкий пунктир – положение диагональных измерительных линий N_1N_2 . θ – угол между линией АВ и линиями OM_i , соединяющими центры приемных линий MN_i с центром АВ. Черная извилистая штриховая линия – трасса наблюдений (дорога)

Главная особенность методики МВСД и теории обработки результатов заключается в том, что значения кажущегося сопротивления рассчитываются по величине полного горизонтального вектора напряженности электрического поля в точках приема. Это не только упрощает процедуру нормировки поля, но и снижает роль неизбежных ошибок, возникающих за счет неточности определения геометрических параметров и за счет влияния локальных неоднородностей, изменяющих направление полного вектора, но, как правило, не влияющих на его амплитуду. Формула для расчета значений модуля полного вектора напряженности электрического поля приведена ниже [Жамалетдинов, 2012].

$$|\vec{E}_{tot}^{theor}| = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left[r_A^{-4} + r_B^{-4} - \frac{r_A^2 + r_B^2 - l_{AB}^2}{(r_A \cdot r_B)^3} \right]^{1/2}, \tag{1}$$

где l_{AB} – длина линии АВ, r_A и r_B – расстояния от точки наблюдения до заземлений А и В, соответственно (рис. 2.60, а). Расчет значений ρ_k^{tot} выполняется по формуле

$$\rho_k^{tot} = K_{tot} \cdot \frac{E_{tot}^{exp}}{I}, \text{ где } E_{tot}^{exp} = \sqrt{E_{M1N1}^2 + E_{M1N2}^2}, I \text{ – сила тока в линии АВ, геометрический коэффициент } K_{tot} = \frac{1}{E_{tot}^{theor}}, E_{MN} = \frac{\Delta U_{MN}}{l_{MN}}$$

При расчете геометрического коэффициента K_{tot} по формуле (1) принято $\rho = I = 1$.

Эффективное (действующее) расстояние \tilde{r} , аналогичное величине $AB/2$ в методе ВЭЗ, определяется по формуле

$$\tilde{r} = r_A + 0.5 \cdot (r_B - r_A) \cdot \left(\frac{r_A}{r_B} \right)^2, \tag{2}$$

где $r_A \leq r_B$. В случае, если $r_A > r_B$, значения r_A и r_B меняются местами в (1) и (2).

При удалении измерительных линий MN от питающей линии АВ, наряду с эффектом профилирования, происходит зондирование разреза. Глубинность установки непрерывно возрастает по мере удаления приемных линий от АВ. Одновременно при этом смещается точка записи. Необходимо также отметить, что глубинность установки МВСД изменяется с изменением угла θ между осью питающей линии АВ и направлением на центр приемной линии (рис. 2.60). Для экваториальной установки ($\theta = 90^\circ$) глубинность имеет тот же порядок, что и для установки ВЭЗ, и составляет $0.5 \cdot OO'$, где OO' – расстояние между центром питающей линии и центром приемных линий. Для осевой установки ($\theta = 0^\circ$) глубинность уменьшается вдвое и составляет $0.25 \cdot OO'$, но при этом увеличивается разрешающая способность процесса зондирования [Заборовский, 1963]. Отмеченные особенности учитываются при обработке и экспресс-интерпретации результатов МВСД.

Электропрофилирование методом МВСК

Методика МВСК, как и МВСД, основана на сочетании принципов зондирования и профилирования [Zhamaletdinov et al., 1998]. Сама установка МВСК изготавливается в виде «косы» (рис. 2.61). В голове «косы» располагается питающая линия АВ. Длина линии АВ в варианте, использованном в данной работе, равна 50 м, длина AN – 100 м. Линия M_iN составляет приемную часть «косы» с несколькими линиями M_iN, как это показано на рис. 2.61.

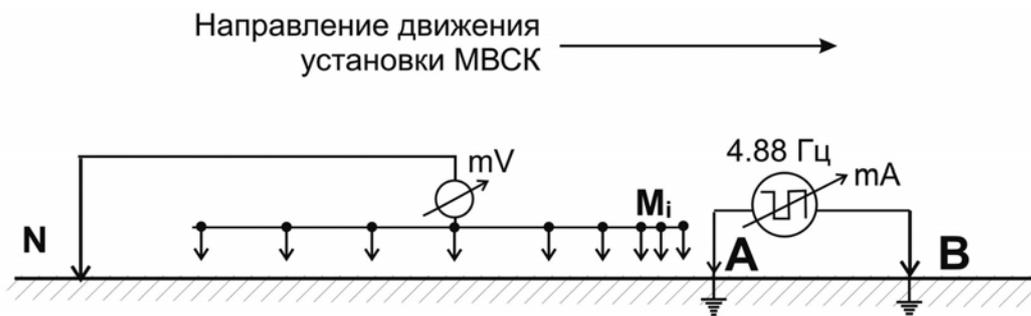


Рис. 2.61. Схема электропрофилирования с установкой МВСК. Пояснения к рисунку даны в тексте

«Коса» включает в себя удаленный электрод N , постоянно подключенный к клемме N измерителя АНЧ-3 и приемные электроды M_i , поочередно подключаемые к клемме M измерителя. M_i – «внутренний скользящий контакт» в приемной линии. С увеличением расстояния AM_i увеличивается глубинность установки, и это дает информацию об изменении свойств среды с глубиной (зондирование).

Перемещение всей установки МВСК с фиксированными расстояниями между электродами вдоль профиля с регулярным шагом позволяет проводить исследования электропроводности вдоль дневной поверхности (профилирование). Перемещение электрода M_i внутри косы обеспечивает двухмерное сканирование электропроводности верхней части разреза.

Расстояния AM_i приняты равными 5, 7, 10, 14, 20, 30, 50 и 70 м. По мере изменения расстояния AM_i изменяются и геометрические параметры установки зондирования от потенциальной (двух-электродной) при $M_iN \gg AM_i \ll AB$ до близкой к дипольно-осевой на максимальном разnose $AM_i = 70$ м. На этом разnose длина приемной линии $M_iN = 30$ м, что намного меньше расстояния между центрами питающей и приемной линий (110 м).

Обработка данных осуществляется в две стадии. На первом этапе вычисляются значения кажущего сопротивления, строятся графики сопротивления ρ_k в формате профилирования (в зависимости от расстояния по профилю) и графики зондирования в формате ВЭЗ (в зависимости от эффективного разноса $r_{эфф}$). Далее выполняется качественный анализ полученных данных. Кажущее сопротивление вычисляется с помощью выражения (3).

$$\rho_k = K \cdot \Delta U / I = \frac{2\pi \cdot AM \cdot AN \cdot BM \cdot BN}{MN \cdot (BM \cdot BN - AM \cdot AN)}, \text{ Ом} \cdot \text{м} \quad (3)$$

где расстояния AM , AN и другие соответствуют расстояниям, показанным на рис. 2.61.

Эффективный разнос (эффективная глубина зондирования) определяется с помощью эмпирической формулы

$$r_{эфф} = AM + 0.5MN \cdot \left(\frac{AM}{AN}\right)^2 + 0.5AB \cdot \left(\frac{AM}{BM}\right)^2 \quad (4)$$

Количественная интерпретация осуществляется путем одномерной и двухмерной инверсии. Одномерная обратная задача решается с применением процедуры Зохди [Zohdy, 1989]. Стартовая модель при этом задается в виде многослойного разреза с количеством слоев, равным числу разносов AM_i . Глубины до кровли слоев и их удельное сопротивление принимаются равными соответствующим значениям AM_i и ρ_{ki} . Далее для принятой установки зондирования происходит итерационный подбор теоретической модели среды до получения согласия с экспериментальными данными в пределах погрешности наблюдений.

Двухмерная задача решается путем численного моделирования методом конечных элементов по программе А. Е. Каминского [2010]. Для обеспечения корректной работы с экспериментальными данными проведена адаптация программы к методике МВСК [Колесников, 2016]. Для этого определена оптимальная структура файлов данных, выбран корректно считываемый формат вводимых чисел, найдено численное выражение оценки качества наблюденного материала. Пример численного моделирования приведен в описании детализационных работ на Янисьярвинском участке в районе поселка Суйстамо.

Аудиомагнитотеллурические зондирования (АМТЗ)

Аудиомагнитотеллурические зондирования на Ладожском профиле выполнялись с применением двух комплектов аппаратуры – KVVN-7 и VMTU-10. Внешний вид станций и основные технические характеристики приведены на рис. 2.62. Семиканальная цифровая аппаратура KVVN-7 изготовлена в КНЦ РАН [Колобов и др., 2009] путем последовательной модернизации станций серии СЧЗ-61 [Эненштейн, Иванов, 1961] и СЧЗ-95 [Токарев и др., 1997]. Станция KVVN-7 имеет 7 каналов, из них 3 магнитных и 4 электрических. Внешний вид станции KVVN-7 в сборе приведен на рис. 2.62, а. Главной особенностью станции является наличие режекторных фильтров, подавляющих первые пять гармоник промышленной частоты, и применение многоступенчатой системы усиления. Это позволяет ограничиться динамическим диапазоном в 20 разрядов. Магнитные датчики обеспечивают измерения в частотном диапазоне 0.1–1000 Гц. Существенным неудобством является необходимость записи временных рядов на полевой компьютер, входящий в комплект станции KVVN-7.

От упомянутых и других неудобств KVVN-7 избавлена современная станция пятого поколения VMTU-10 (рис. 2.62, б), изготовленная компанией ОАО «ВЕГА» (Восточно-Европейская геофизическая ассоциация) [Коруптенко et al., 2010]. Запись результатов в ней осуществляется на встроенный

data-logger. Регистрация сигналов производится в интервале частот от 0.001 до 1000 Гц. Широкий динамический диапазон (32 бита) избавляет от необходимости применения в станции фильтров для подавления промышленной частоты. Полная автономность, низкое энергопотребление, наличие GPS синхронизации и дистанционный контроль за параметрами записи во время процесса регистрации АМТ сигналов с помощью системы WiFi делают станцию VMTU-10 идеальным прибором для зондирования как с естественными, так и с контролируруемыми источниками [Жамалетдинов, 2012].

Принципиально важным техническим показателем качества магнитотеллурических станций является уровень собственных шумов магнитных индукционных датчиков. На рис. 2.62, г приведена диаграмма спектральных характеристик собственных шумов магнитных датчиков станций KVVN-7 и VMTU-10 в сопоставлении с львовскими станциями серии LEMI, принимаемыми в качестве эталона на международном уровне [Когеранов, 2002]. На рис. 2.62, г приведены также частотные характеристики шумов, создаваемых естественными вариациями в режимах спокойного и возмущенного МТ поля. Чем ниже под естественными шумами находятся шумы магнитных датчиков, тем с большей надежностью они позволяют регистрировать амплитуду и фазу полезного сигнала и решать задачу МТ-АМТ зондирования. Можно видеть, что наиболее близко к датчикам серии LEMI располагается шумовая характеристика датчиков серии IMS-007 станции VMTU-10. Индукционные датчики станции KVVN-7 имеют несколько худшие характеристики. Тем не менее они отвечают необходимым условиям для регистрации АМТ-поля в диапазоне частот от 0.5 кГц до 0.1 Гц. На рис. 2.62, в приведен пример регистрации естественного шума с применением станции KVVN-7. На графиках отчетливо видны шумановские резонансы вплоть до 4-й и даже 5-й гармоники.

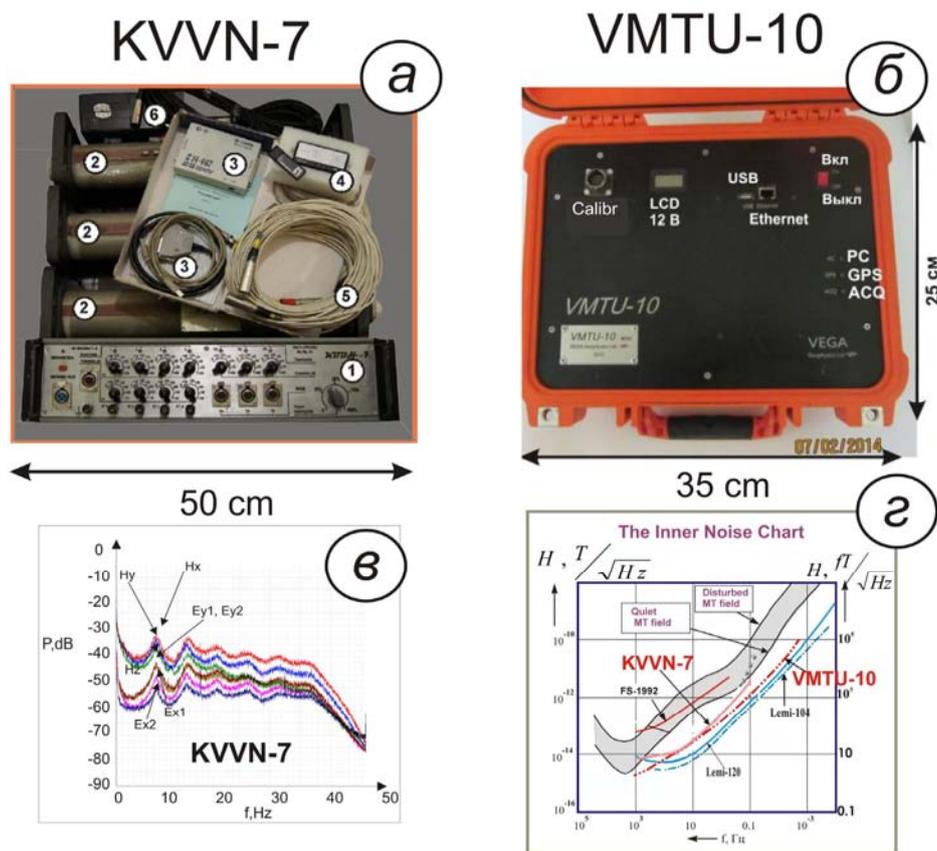


Рис. 2.62. Внешний вид и спектральные характеристики станций KVVN-7 и VMTU-10:

а – станция KVVN-7 в комплекте: 1 – измерительный блок, 2 – индукционные датчики H_x , H_y , H_z , 3 – АЦП E-440 и кабель к нему, 4 – GPS приемник BT-359, 5 – фидеры магнитных каналов, 6 – то же электрических;

б – станция VMTU-10, измерительный блок;

в – пример регистрации шумановских резонансов со станцией KVVN-7;

г – спектральная характеристика внутренних шумов индукционных датчиков станций KVVN-7 и VMTU-10 в сопоставлении с датчиками серии LEMI, признанными в качестве мировых стандартов. Остальные обозначения приведены в тексте

Известно, что анализ данных МТ-АМТ зондирования выполняется путем статистической обработки вариаций естественного электромагнитного поля Земли (ЕЭМПЗ), создаваемого ионосферно-магнитосферными и грозowymi источниками. Расположение и параметры источников неизвестны. Поэтому главным условием для получения устойчивых функций отклика среды является применение корректных способов обработки, позволяющих выявлять полезные сигналы, отвечающие модели Тихонова-Каньяра. В настоящей работе применена программа обработки, составленная А. Н. Шевцовым [2006] на основе работы В. Ю. Семенова [1985]. При отбраковке данных главными условиями их удовлетворительного качества принято устойчивое наблюдение шумановских резонансов (не менее первых двух гармоник на частотах 7.5 и 15 Гц) на спектрограммах всех компонент поля (рис. 2.62, в). Важными критериями хорошего качества наблюдений является высокая когерентность сопряженных компонент электромагнитного поля $E_x N_y$ и $E_y N_x$ (не ниже 70 %) и низкая когерентность антисопряженных компонент поля $E_x N_x$ и $E_y N_y$ (не выше 30 %).

Теоретические основы АМТ-МТ зондирований с элементами обработки и интерпретации данных для практического применения описаны в методическом пособии [Жамалетдинов, 2014]. Исчерпывающие теоретические сведения по этому вопросу можно найти в классических трудах М. Н. Бердичевского [1968] и М. С. Жданова [1986].

Результаты электропрофилирования МВСД на профиле Севастьяново – Суйстамо

Результаты первичной обработки электрического профилирования МВСД на профиле Севастьяново – Суйстамо приведены на рис. 2.63, б в виде кривой кажущегося сопротивления. Положение профиля на геологической основе [Балтыбаев и др., 2000] показано в верхней части рис. 2.63. Километраж показан с учетом кривизны дороги, начиная от пос. Севастьяново.

Рассмотрение результатов электропрофилирования МВСД на рис. 2.63 показывает, что геоэлектрический разрез над Ладожской аномалией характеризуется сильной изрезанностью и в среднем высокими значениями сопротивления, изменяющимися в пределах от сотен до десятков тысяч омметров. Относительно однородное высокое сопротивление, от единиц до первого десятка тысяч омметров, наблюдается

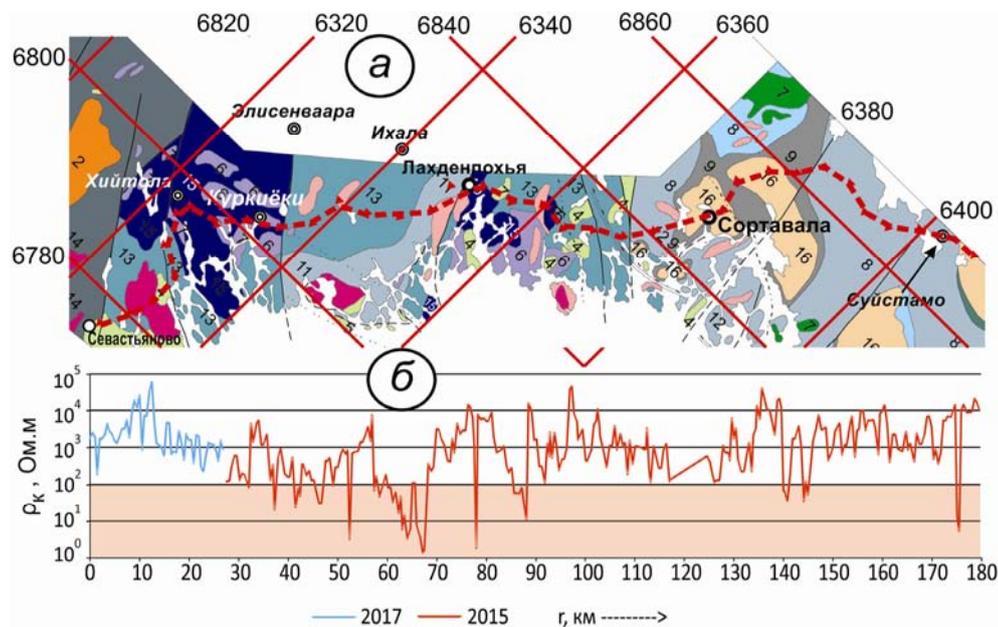


Рис. 2.63. Положение профиля Севастьяново – Суйстамо на геологической основе [Балтыбаев и др., 2000] (а) и график кажущегося сопротивления по результатам электропрофилирования МВСД (б):

1 – раннерифейские граниты рапакиви; 2–7 – свекофенские интрузии: 2 – массив Оя-Ярви (монциты, кварцевые сиениты, граниты), 3 – граниты нерасчлененные, 4 – тоналиты, 5 – габбро, 6 – нориты, эндрбиты куркийокского комплекса, 7 – габбро-нориты; 8 – калевий, Ладожская серия (хлоритовые, серицитовые сланцы); 9 – ливвий, сортавальская серия (основные метавулканыты, амфиболиты); 10 – ятулий, соанлахтинская и туломозерская серии (основные метавулканыты, доломиты); 11–15 – ливвий-калевий нерасчлененные, лахденпохская серия, метаморфические формации: 11 – слюдьяносланцевая, 12 – биотит-гнейсовая, 13 – гранат-гнейсовая, 14 – кордиерит-гнейсовая, 15 – гиперстен-гранат-гнейсовая; 16 – архей (гранито-гнейсы)

только к западу от пос. Хийтола, включая зону Приозерского разлома, где ранее предполагалось наличие аномалии электропроводности. К востоку от пос. Хийтола на пересечении Ладожской аномалии наблюдаются отдельные, как правило, слабые (в десятки омметров) и довольно узкие зоны пониженного сопротивления. Среди них выделяются лишь две особо контрастные аномалии электропроводности, где кажущееся сопротивление опускается до единиц и десятых долей омметров, что указывает на их явную связь с присутствием электронно-проводящих сульфидно-углеродистых пород. Одна из аномальных зон, наиболее мощная и хорошо проводящая (она получила название Гранд-аномалия), установлена в восточной части профиля между пикетами 60 и 67 км. Ее видимая мощность на дневной поверхности достигает 7 км. Гранд-аномалия располагается к югу от пос. Элисенваара. Пространственно она довольно точно совпадает с эпицентром Ладожской аномалии (рис. 2.53), установленной по данным МВП в работе [Рокитянский и др., 1981]. В геологическом отношении, согласно мелкомасштабной карте, взятой из работы [Свириденко и др., 2017], Гранд-аномалия располагается в сравнительно однородном поле распространения плохо проводящих гнейсофицированных и гранитизированных песчаников, слюдяных гнейсов, сланцев, песчаников и алевролитов свиты Наатселька. Детальные сведения о Гранд-аномалии, позволившие определить ее природу, удалось получить только после ознакомления с фрагментом производственной геологической карты м-ба 1 : 50 000, любезно переданной нам Н. С. Бискэ [2017]. Природа Гранд-аномалии на основе этой карты рассмотрена далее в соответствующем разделе.

Вторая аномалия электропроводности расположена на восточной оконечности профиля, в районе пикета 175 км (рис. 2.63). Пространственно она приурочена к Янисъярвинской разломной зоне, сложенной нерасчлененными осадочно-вулканогенными толщами людиковийско-ятулийского возраста. Детальное рассмотрение строения и геологической позиции Янисъярвинской аномалии электропроводности выполнено в соответствующих разделах совместно с результатами АМТЗ.

Остановимся на сопоставлении результатов электропрофилирования МВСД на интервале Хийтола – Суйстамо с результатами численного моделирования МТ-АМТ зондирований [Васин и др., 1993] (рис. 2.64).

В верхней части рис. 2.64 приведен график удельного электрического сопротивления по отдельным блокам земной коры, выявленным на основе одномерной интерпретации результатов МВСД (рис. 2.64, а). Нумерация сверху соответствует номерам стоянок питающих линий АВ установки МВСД с шагом 4.5 км (всего на интервале Хийтола – Суйстамо выполнено 28 стоянок). При построении графика на рис. 2.64, а за основу приняты значения удельного сопротивления на глубине зондирования МВСД до 200 м. На графике видно преимущественно высокое сопротивление пород на этой глубине, порядка 10 тысяч омметров. В целом рис. 2.64, а является осредненной (сглаженной) копией графика МВСД, приведенного на рис. 2.63, б.

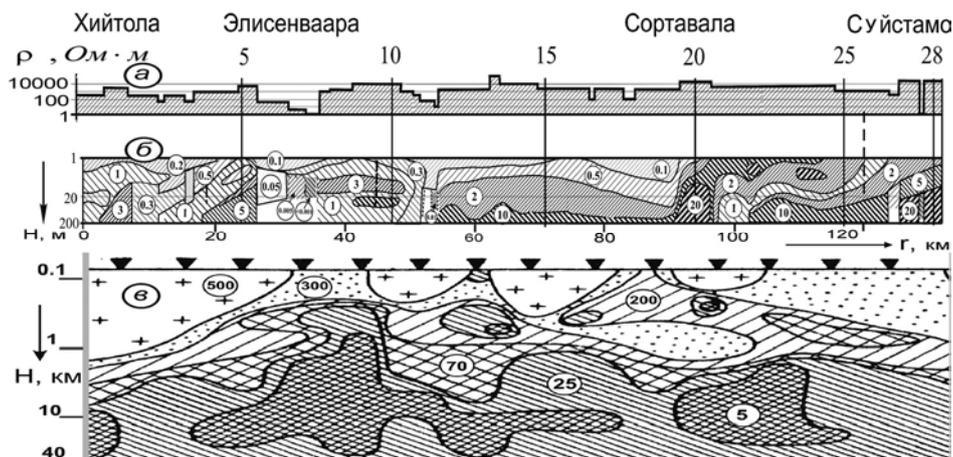


Рис. 2.64. Сопоставление результатов профилирования МВСД с результатами численного моделирования данных АМТ-МТ зондирований на интервале Хийтола – Суйстамо:

а – график кажущегося сопротивления по результатам МВСД; б – квазидвухмерный разрез МВСД по результатам одномерной интерпретации (цифры в кружках – удельное сопротивление в тысячах омметров); в – двухмерная модель распределения удельного сопротивления в Ладожской аномалии по результатам численного моделирования АМТЗ [Васин и др., 1993]. Цифры в кружках – сопротивление в омметрах

На рис. 2.64, б приведен квазидвухмерный разрез удельного сопротивления по профилю Хийтола – Суйстамо по результатам МВСД для верхней части разреза до глубины 200 м. Километраж показан с учетом кривизны дороги, начиная от пос. Хийтола. Квазидвухмерная интерпретация осуществлена на основе одномерных разрезов, полученных путем подбора кривых МВСД зондирования по палеткам А. М. Пылаева [1968]. Результаты решения одномерной задачи наносились на разрез путем симметричного смещения центров зондирования относительно питающей линии AB на юго-запад и на северо-восток по мере перемещения приемных диполей MN в противоположных направлениях с учетом эффективной глубины проникновения. Из рассмотрения разреза на рис. 2.64, б можно отметить преимущественное падение пород в юго-западном направлении. Заметим, что горизонтальный масштаб много мельче вертикального, поэтому углы падения границ сильно завышены. Фактически они составляют единицы градусов. На приведенном разрезе можно отметить также общую тенденцию к увеличению удельного сопротивления пород с глубиной – от первых сотен омметров у дневной поверхности до десятков тысяч омметров на глубинах 150–200 м. На общем фоне плохо проводящих пород отчетливо выделяются аномально-проводящие зоны, описанные выше.

В нижней части рис. 2.64 приведена двухмерная модель вертикального электрического разреза Ладожской аномалии по результатам численного моделирования данных АМТ-МТ зондирования [Васин и др., 1993]. На представленной модели наблюдается общая тенденция к уменьшению удельного сопротивления пород с глубиной от сотен омметров вблизи дневной поверхности до 5–25 омметров на глубинах 10–40 км. Наряду с этим выделяются три эпицентра повышенной электропроводности, выходящие близко к дневной поверхности. Первый эпицентр (западный) находится между пикетами 32 и 43 км. Он примерно совпадает с положением Гранд-аномалии, обнаруженной между пикетами 28 и 35 км на профиле МВСД, на траверсе пос. Элисенваара (рис. 2.64, а, б). Второй (средний) эпицентр аномалии АМТ-МТЗ находится в районе пикета 60 км и не совпадает ни с одной из аномалий МВСД. Ближайшая аномалия с кажущимся сопротивлением в 10 Ом·м находится в 8 км восточнее, в районе пикета 52 км. В геологическом отношении аномалия отвечает области распространения на дневной поверхности плохо проводящих пироксеновых гранитоидов и габброидных пород. Третий, восточный эпицентр аномалии электропроводности АМТЗ на рис. 2.64, в располагается в районе г. Сортавалы. Наблюдения МВСД здесь не проводились в связи с интенсивной застройкой территории жилыми и промышленными корпусами. Восточнее Сортавалы в районе пикетов 140–145 км на рис. 2.63 отмечено два незначительных понижения сопротивления до 50–60 Ом·м, связываемых с известняками и доломитами. Результаты инверсии показывают, что эти понижения сопротивления и связанные с ними известняки и доломиты имеют приповерхностное положение. На глубинах 100–200 м они сменяются плохо проводящими породами основания, и поэтому на рис. 2.64, а они не видны.

Таким образом, результаты электропрофилеирования МВСД впервые позволили получить общее представление о характере электропроводности приповерхностного среза Ладожской зоны. В следующих двух разделах представлены результаты детализационных работ на двух наиболее контрастных и хорошо проводящих объектах. Детализация проводилась с применением электропрофилеирования МВСК и срединного градиента (СГ) в комплексе с аудиомагнитотеллурическим зондированием.

Квазидвухмерная интерпретация результатов МВСД на трассе Севастьяново – Суйстамо

Для интерпретации результатов измерений кажущегося сопротивления на профиле Севастьяново – Суйстамо на постоянном токе по методике внешнего скользящего диполя (МВСД) выполнено решение обратной задачи в классе одномерных моделей горизонтально-слоистой среды по методу сопряженных градиентов. В качестве начального приближения для каждой расстановки питающего диполя выбиралась четырехслойная модель с мощностями слоев, определяемыми по разности значений эффективной глубины для разносов от 500 до 2000 м, и с удельным сопротивлением, равным значениям кажущегося удельного сопротивления, измеренным на этих разносах для данного положения питающего диполя. Решение прямой задачи строится для четырехэлектродной установки путем вычисления разности потенциалов ΔU (В) между двумя приемными электродами M и N от двух питающих заземлений A и B по формуле:

$$\Delta U(|AM|, |AN|, |BM|, |BN|, m) = U(|AM|, m) - U(|AN|, m) - U(|BM|, m) + U(|BN|, m), \quad (5)$$

где $m = \{h_1, h_2, h_3, \rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4\}$ – четырехслойная модель подстилающего полупространства, h_1, h_2, h_3 – мощности слоев, $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4$ – удельные сопротивления слоев.

Мощности и удельные сопротивления задаются в качестве исходных параметров при решении прямой задачи и определяются в ходе решения обратной задачи.

Потенциал $U(r, m)$ в точке расположения приемного электрода М на расстоянии r от питающего заземления А со стекающим с него током величиной I (А) для однородно-слоистой модели m определяется интегралом преобразования Фурье–Бесселя:

$$U(r, m) = \frac{I}{2\pi} \left(\frac{1}{r} + \int_0^\infty (R(m, \lambda) - 1) J_0(\lambda r) d\lambda \right) \tag{6}$$

где $R(m, \lambda)$ – ядро преобразования (7), определяется итерационным выражением (формулой) Н. В. Липской, приведенной в работе Л. Л. Ваньяна [1997], m – четырехслойная модель, λ – параметр преобразования, $J_0(\lambda r)$ – функция Бесселя первого рода нулевого порядка.

$$R(m, \lambda) = \text{cth} \left(\lambda h_1 + \text{arcth} \left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \left(\lambda h_2 + \text{arcth} \left(\frac{\rho_3}{\rho_2} \left(\lambda h_3 + \text{arcth} \frac{\rho_4}{\rho_3} \right) \right) \right) \right) \right) \tag{7}$$

Численное интегрирование в (6) с заданной точностью выполняется по алгоритму Чейва [Chave, 1983] с Паде-аппроксимацией подынтегральной функции цепными дробями.

При решении обратной задачи минимизируется функционал невязки $\Phi(m_i)$ (8), описывающий отклонение десятичного логарифма $\lg(\rho_{ki,j})$ измеренных значений кажущегося сопротивления от рассчитанных $\lg(\rho_{k0i,j})$ значений на заданных разностях $|A_i M_j|, |B_i M_j|, |A_i N_j|, |B_i N_j|$ между электродами i -й расстановки питающего диполя $A_i B_i$ и заземлениями приемных линий $M_j N_j$ для данной модели $m_i = \{h_{i,1}, h_{i,2}, h_{i,3}, \rho_{i,1}, \rho_{i,2}, \rho_{i,3}, \rho_{i,4}\}$.

$$\Phi(m_i) = \sum_{j=1}^4 (\lg(\rho_{ki,j}) - \lg(\rho_{k0i,j}))^2 \tag{8}$$

Полученные значения удельного сопротивления относились к точкам вдоль профиля, определяемым как середина между центрами приемной и питающей линий (9)

$$O_{i,j} = 0.5(0.5(A_i + B_i) + 0.5(M_j + N_j)) = 0.25(A_i + B_i + M_j + N_j). \tag{9}$$

В качестве начального приближения для мощностей использовались разности между эффективными глубинами, определяемыми по максимуму функции чувствительности для каждой расстановки приемных и питающих электродов на основе работы [Oldenburg, 1978].

Результаты решения обратной задачи представлены на рис. 2.65, б в виде квазидвухмерного геоэлектрического разреза по профилю Севастьяново – Суйстамо.

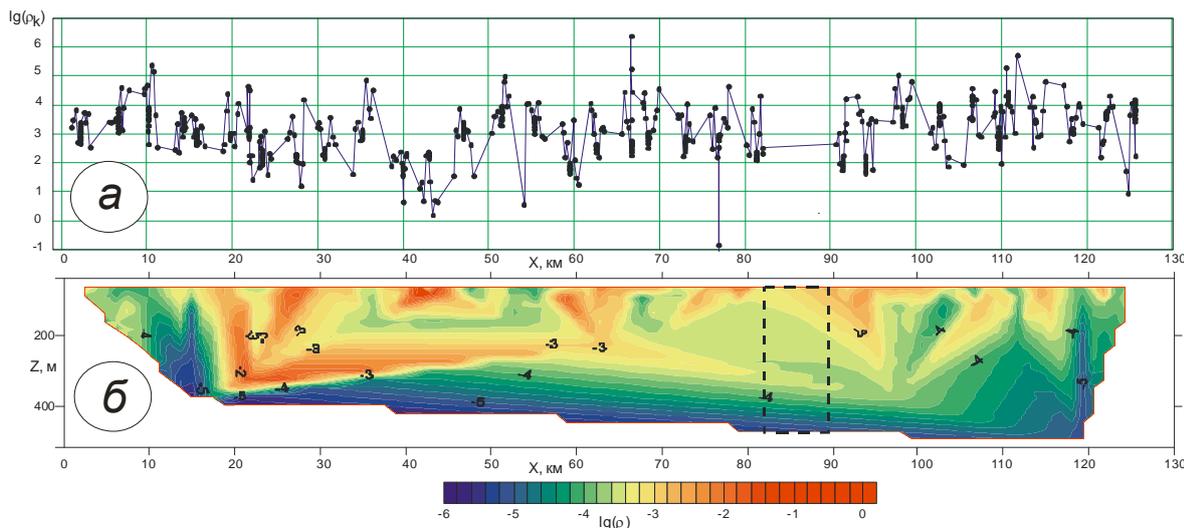


Рис. 2.65. Квазидвухмерный геоэлектрический разрез (для полной горизонтальной составляющей электрического поля) по профилю Севастьяново – Суйстамо:

а – кривая $\lg(\rho_a, \text{Ohm} \cdot \text{m})$ по всему профилю; б – 2D разрез; по горизонтальной оси X – расстояние вдоль профиля (км), по вертикальной оси Z – глубина (м), пунктиром обозначен участок профиля в г. Сортавале (интерполяция)

На рис. 2.65, а приведен график значений кажущегося сопротивления (ρ_k , Ом·м) вдоль профиля в нормировках по продольной, поперечной и эффективной составляющим полного горизонтального электрического поля. Километраж по профилю на рис. 2.65 вычислялся по прямой линии, начиная от пос. Севастьяново, без учета кривизны дороги, поэтому он отличается от километража, приведенного на рис. 2.63 и 2.64.

Обнаруженные на квазидвухмерном геоэлектрическом разрезе аномалии (рис. 2.65, б) имеют более острые границы и проявляются более четко в сравнении с рис. 2.64, б. Отчетливо выявляются структурные особенности (глубины и направление падения) обнаруженных аномалий пониженного удельного сопротивления. На рис. 2.65, б можно видеть, что в верхней части земной коры выделяется корытообразная область пониженного сопротивления, заполненная породами протерозойского возраста и занимающая всю ширину Ладожской аномалии. Она ограничена архейскими гранито-гнейсовыми породами и подстилается основанием высокого сопротивления (порядка 100 тыс. Ом·м), по-видимому, тоже архейского возраста.

Природа пониженного сопротивления обусловлена совместным влиянием множества геологических факторов, среди которых первое место занимают электронно-проводящие сульфидно-углеродистые породы. Наряду с этим, нельзя снимать со счетов влияние тектонических факторов и пестрого петрографического состава вмещающих пород.

Детализация результатов МВСД и МВСК с применением АМТ-МТ зондирований

а) Участок Гранд-аномалия – Ихала

Положение профиля МВСД на участке детальных работ Гранд-аномалия – Ихала показано на рис. 2.66.

Графитовое месторождение Ихала находится примерно в 5 км к югу от одноименного поселка, показанного на рис. 2.59, а. Геологическая основа на рис. 2.66 составлена путем совмещения карты Л. П. Свириденко [Свириденко и др., 2017] и фрагмента детальной геологической производственной схемы, любезно переданной авторам Натальей Бискэ, специализирующейся в области изучения углеродистых формаций Карелии [Бискэ, 2017].

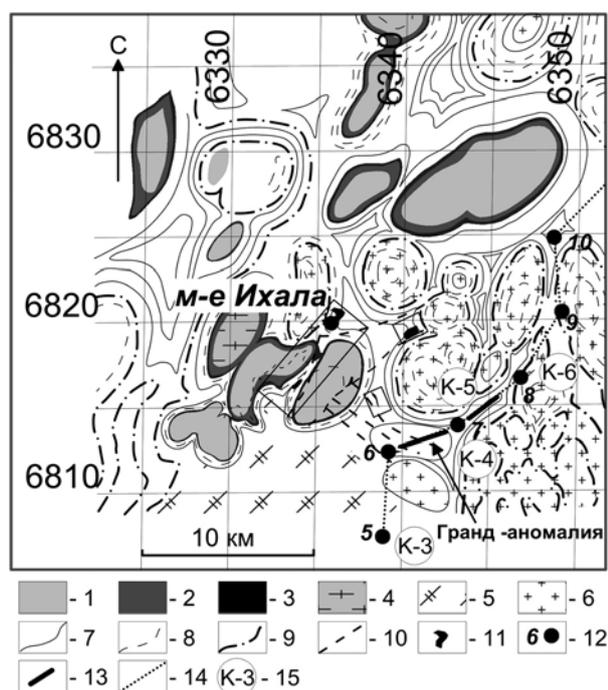


Рис. 2.66. Участок детальных работ Гранд-аномалия – Ихала:

1 – кремнисто-карбонатные отложения; 2 – платобазальты и эффузивно-пирокластические породы; 3 – карбонатные, туфогенно-карбонатные породы; 4 – досвекофенский фундамент в центрах купольных структур; 5 – нерасчлененные породы наатсельской свиты; 6 – граниты различного состава; 7 – терригенные породы наатсельской свиты (верхняя подсвита); 8 – терригенные породы наатсельской свиты (нижняя подсвита); 9 – кора химического выветривания; 10 – оси тектонических нарушений; 11 – рудные тела графитов; 12 – номера центров установок МВСД; 13 – положение аномальной зоны на профиле; 14 – профиль МВСД; 15 – пункты АМТЗ

Совмещение этих двух геологических схем с положением профиля МВСД на рис. 2.66 позволило по-новому рассмотреть строение Гранд-аномалии. На первом этапе работ, в 2015 г., пользуясь упрощенной геологической схемой, мы предполагали, что Гранд-аномалия имеет северо-западное простирание, согласное с общим простиранием ЛБЗ, и что профиль на аномальном участке между пунктами 6 и 8 проходит вкрест ее простиранию, а ее мощность составляет примерно 7 км. Однако рассмотрение материалов на рис. 2.66 показало, что МВСД профиль прошел в межкупольном пространстве не вкрест, а вдоль преимущественного юго-восточного простирания структур. Следовательно, оцени-

ваемая по данным МВСД на рис. 2.63 и 2.64 видимая мощность Гранд-аномалии в 7 км является на самом деле ее протяженностью, тогда как мощность, видимо, составляет первые сотни метров. Природа высокой электропроводности Гранд-аномалии связана с вулканогенно-осадочными породами, представленными 3-й и 4-й толщами питкьярантской серии ($Pr_{1pt_{3-4}}$). В состав этих толщ входят графитсодержащие и графитовые биотитовые сланцы, гранат-биотитовые гнейсо-сланцы и амфиболиты разного состава. Эти породы широко распространены в Северном Приладожье и залегают в виде овоидных структур, облекающих гранитизированные купольные структуры, своего рода «стада куполов» на карте Л. П. Свириденко [Свириденко и др., 2017].

На исследуемой территории к этим породам приурочен целый ряд месторождений и рудопроявлений графита. Одно из них находится в районе пос. Ихала. С любезного согласия владельцев лицензии нами в 2017 г. выполнено электропрофилирование МВСК по одному из буровых профилей месторождения Ихала. Результаты электропрофилирования на участке Ихала представлены на рис. 2.67 в сопоставлении с электропрофилированием МВСК над Гранд-аномалией.

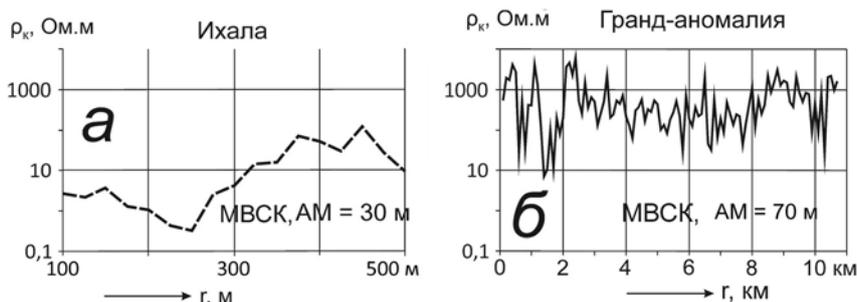


Рис. 2.67. Графики кажущегося сопротивления по результатам профилирования МВСК на участках Ихала (а) и Гранд-аномалия (б)

По техническим причинам профилирование МВСК на Ихале было выполнено только до разноса $AM = 30$ м. Но и на таком малом разносе кажущееся сопротивление опустилось ниже 1 Ом·м, что почти в 100 раз меньше, чем над Гранд-аномалией на разносе 70 м. Сравнивая рис. 2.67, б с рис. 2.63, можно заметить, что значения кажущегося сопротивления на результатах МВСК почти в 10 раз выше, чем на результатах МВСД. Это объясняется большей глубиной принятой установки МВСД. Отсюда следует вывод, что в пределах Гранд-аномалии электропроводность пород увеличивается с глубиной.

С целью определения параметров глубинного разреза в пределах Гранд-аномалии выполнены АМТ-зондирования с аппаратурой KVVN-7 в четырех точках, показанных на рис. 2.66. Результаты АМТЗ представлены на рис. 2.68.

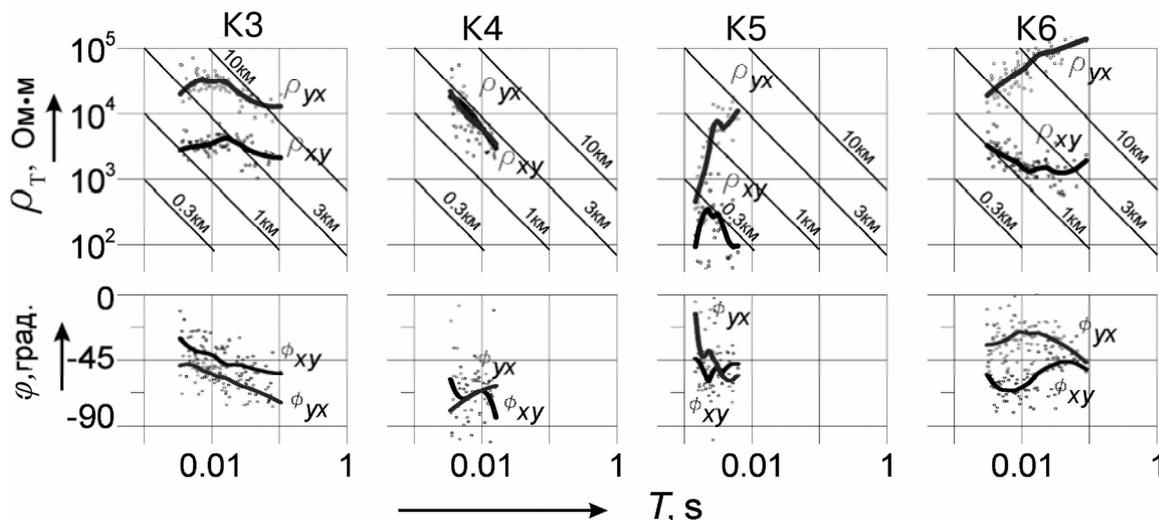


Рис. 2.68. Результаты АМТЗ в окрестности Гранд-аномалии. Положение точек К3, К4, К5, К6 показано на рис. 2.66. Измерения выполнены со станцией KVVN-7

АМТЗ, снятые в точке К-3 (западнее аномалии, в точке 5 МВСД) и в точке К-6 (восточнее аномалии, в точке 8 МВСД), имеют разный характер, но в целом указывают на высокое сопротивление пород (порядка 10^4 Ом·м) без признаков высокой электропроводности до глубины порядка 10 км. Кривая АМТЗ в точке К-4 носит черты одномерного разреза с проводящим слоем на глубине 3 км. Однако совершенно другой характер кривых на соседних точках не позволяет применять процедуру одномерной интерпретации в точке К-4. Результаты АМТЗ в точке К-5 указывают на двухмерный характер разреза. Но слишком крутое положение восходящих и нисходящих ветвей кривых (много круче предельных 45 градусов) делает такое предположение сомнительным. Таким образом, результаты АМТ детализации Гранд-аномалии не позволяют сделать какие-либо однозначные выводы о характере глубинного разреза. Возможно, это связано с тем, что профиль фактически проходит вдоль простирания аномалии, а точки АМТ устанавливались со смещением от дороги на 200–300 м и могли располагаться вне аномалии. Это означает, что аномалия может состоять из серии сближенных, относительно тонких проводников. Для получения более точных суждений о ее параметрах и о ее вкладе в общую картину электропроводности Ладожской аномалии необходимо выполнить несколько секущих профилей. В этом отношении более обнадеживающие результаты получены на Янисъярвинском участке, расположенном на восточном окончании профиля.

б) Янисъярвинский участок

Янисъярвинская аномалия электропроводности, обнаруженная по данным МВСД, расположена на восточном окончании профиля в районе пос. Суйстамо. Положение аномалии показано на рис. 2.69 на фрагменте геологической карты Л. П. Свириденко [Свириденко и др., 2017].

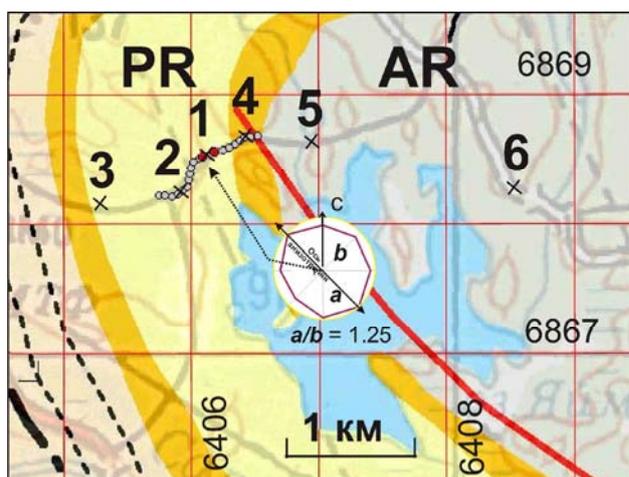


Рис. 2.69. Янисъярвинский участок детальных работ (контуры участка показаны на рис. 2.59, а):

1–6 – точки АМТЗ, мелкие кружки между пунктами 2–4 – профиль МВСК. Два красных кружка в районе точки 1 – аномалия электропроводности МВСК. Белая встроенная диаграмма – эллипс анизотропии. Пояснения – в тексте

Правую (восточную) часть участка занимают архейские образования (AR), представленные диорито-гнейсами и гранито-гнейсами. С запада к архейским породам примыкают более молодые протерозойские образования (PR) – гнейсофицированные и гранитизированные породы разнообразного состава. На контакте между археем и протерозоем залегает янисъярвинская разломная зона, сложенная нерасчлененными осадочно-вулканогенными образованиями. В ее пределах методом МВСД зафиксирована аномалия низкого сопротивления (рис. 2.63, пикет 175 км, рис. 2.64, пикет 135 км). Детализация аномалии выполнена методом МВСК с шагом 50 м, методом срединного градиента (СГ) с шагом 25 м и методом АМТЗ в шести точках, расположенных по разные стороны от аномалии (рис. 2.69). Результаты детализации приведены на рис. 2.70.

Результаты электропрофилирования методом СГ (рис. 2.70, а) уверенно подтвердили аномалию МВСД. Она проявилась в виде одного объекта мощностью порядка 200 м. С данными СГ хорошо согласуются результаты определения кажущегося сопротивления по данным АМТЗ на частоте 100 Гц (точки Т1, Т2 и Т4 на рис. 2.70, а). Более детально строение аномалии позволили выяснить результаты МВСК. Профилирование МВСК выполнено с прямой и обратной установками. Это позволяет получать более устойчивую картину двухмерного моделирования.

Псевдоразрез кажущегося сопротивления, построенный с использованием программных средств решения прямых и обратных задач метода сопротивлений ZondRes2D [Каминский, 2010], приведен на рис. 2.70, б. На нем можно отчетливо видеть, что аномальный объект состоит из двух сближенных

проводящих тел субвертикального положения. Сопротивление проводников уменьшается с глубиной и на отметке 70 м достигает единиц омметров. В центре проводящего объекта выполнено измерение анизотропии с применением потенциальной, двухэлектродной установки. Полученная диаграмма анизотропии приведена на рис. 2.69. Можно видеть, что коэффициент анизотропии, определяемый как отношение полуосей эллипса анизотропии, составляет небольшую величину, 1.25. Видимо, это обусловлено малой величиной радиуса измерительной установки ($AM = 25$ м). Тем не менее большая ось эллипса анизотропии хорошо согласуется с направлением простирания зоны разлома.

Основной интерес при детализации Янисъярвинской аномалии представляет оценка ее влияния на результаты АМТ зондирования. С этой целью выполнено шесть АМТЗ, расположенных по возможности (с учетом дорожной сети) симметрично относительно центра (рис. 2.69). В центре аномалии СГ выполнено АМТЗ под номером Т1 (рис. 2.70). АМТ зондирования проводились с аппаратурой VMTU-10 с частотой дискретизации 1000 Гц в динамическом диапазоне 32 бита. Электрические линии (4 линии по 50 м) раскладывались в магнитных азимутах С-Ю и З-В. Заземлителями служили латунные шпильки. Сопротивление заземлений благодаря влажной осенней погоде не превышало 10–15 килоомметров. Индукционные датчики IMS-007 прикапывались в канавки. Для датчиков вертикального магнитного поля откапывались ямы. В каждой точке проводилось два цикла измерений: основной – 45 минут и контрольный – 15 минут. Обработка данных и построение кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса производились непосредственно в поле. На основании этих результатов делались выводы о целесообразности проведения дополнительных измерений или перемещения на новое место наблюдений. Результаты АМТЗ приведены на рис. 2.71.

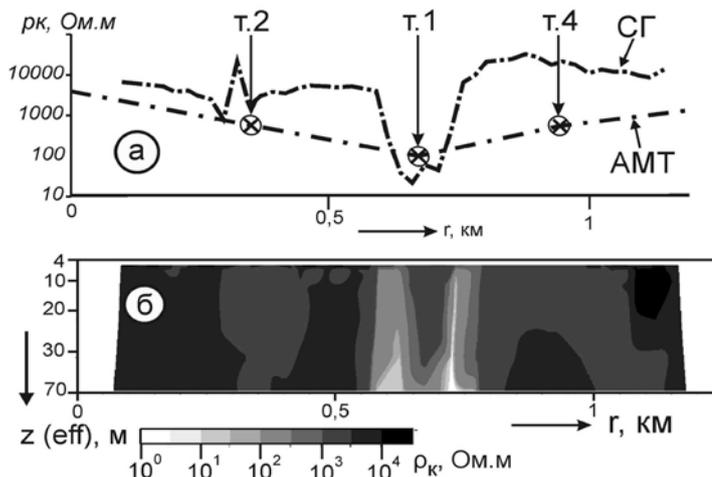


Рис. 2.70. Результаты детализации Янисъярвинской аномалии МВСД:

а – графики профилирования методом среднего градиента (СГ) и АМТЗ на частоте 100 Гц в точках Т1, Т2 и Т4 (положение точек АМТЗ показано на рис. 2.69); б – 2D разрез по результатам численного моделирования МВСК

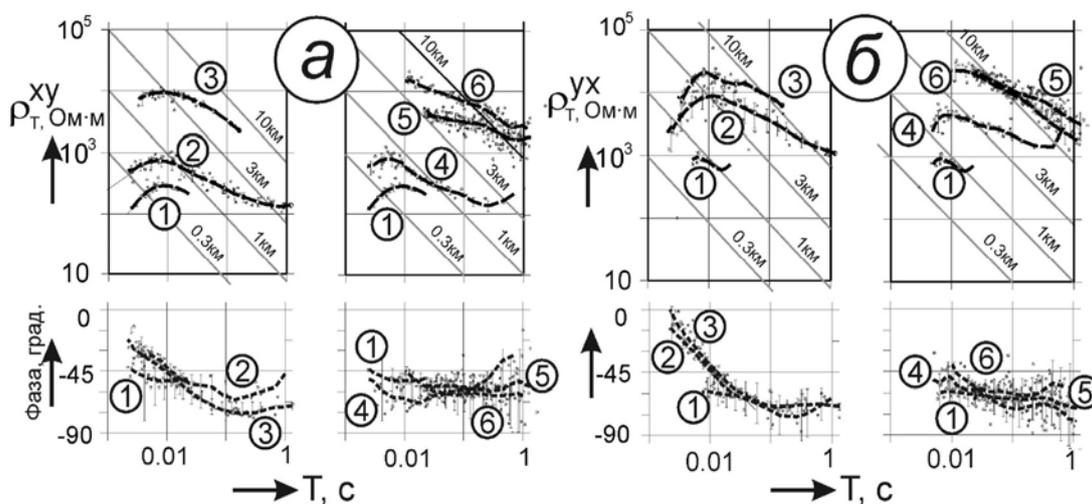


Рис. 2.71. Результаты АМТЗ над Янисъярвинской аномалией электропроводности. Положение пунктов АМТЗ (цифры в кружках) показано на рис. 2.69:

а – амплитудные и фазовые кривые АМТЗ для меридиональной поляризации $E_h N_u$; б – то же для широтной поляризации $E_u N_x$. Измерения выполнены со станцией VMTU-10

Рис. 2.71 необходимо рассматривать, сравнивая характер и положение кривых кажущегося сопротивления ρ_r^{xy} (рис. 2.71, а) и ρ_r^{yx} (рис. 2.71, б) с расположением соответствующих точек АМТЗ относительно центра аномалии (рис. 2.69). Точки АМТЗ располагались на удалениях 200 м (точки 2 и 4), на удалениях 800 м (точки 2 и 5) и одна точка 6 на удалении 2 км от точки 1 (от центра). Левые колонки с точками 1, 2, 3 на рис. 2.71, а и 2.71, б соответствуют удалению на запад, в сторону протерозойских пород. Правые колонки с точками 1, 4, 5, 6 соответствуют удалению на восток, в сторону архейских пород. На рисунках отчетливо проявляется главная закономерность – с удалением от аномально проводящей зоны в обе стороны кривые кажущегося сопротивления закономерно поднимаются вверх по шкале сопротивлений, тогда как кривые фазы импеданса фактически не изменяются ни по форме, ни по положению на градусной сетке.

Формальная интерпретация кривых ρ_r^{xy} и ρ_r^{yx} по асимптотикам, приведенным на рис. 2.71, указывает на увеличение глубины до некоторого фиктивного проводящего слоя от сотен метров над аномалией до порядка 10 км на удалении свыше 800 м от нее. Явление это наблюдается одинаково устойчиво над протерозойскими породами (на западе от аномалии) и над архейскими породами (на востоке). По своей физической основе наблюдаемый эффект напоминает явление горизонтального скин-эффекта, описанного Л. Л. Ваньяном [1996]. Из рассмотрения рис. 2.71 можно предположить, что при дальнейшем удалении от аномалии проводимости кривые кажущегося сопротивления воздымнутся еще выше и примут вид «нормальной» кривой с проводящим слоем на глубинах в первые сотни километров.

Надо заметить, что описанный эксперимент был предпринят главным образом для того, чтобы оценить падение Янисъярвинской проводящей зоны и протяженность ее на глубину по асимметрии кривых АМТЗ, зафиксированных по разные стороны от нее. Предварительный, сугубо качественный анализ кривых АМТЗ, с учетом их симметричного относительно проводящей зоны поведения, позволяет допустить, что зона имеет субвертикальное положение, аналогичное тому, которое зафиксировано по данным 2D моделирования результатов МВСК (рис. 2.70, б). Для оценки протяженности аномального объекта на глубину предпринято численное 2D моделирование результатов АМТЗ.

в) Двухмерное моделирование АМТ данных на Янисъярвинском участке

Обработка данных АМТЗ проводилась с использованием трехкомпонентного алгоритма [Семенов, 1985]. Анализ полярных диаграмм и оценка skew фактора показали, что среда имеет вытянутую в северо-западном направлении форму и может быть представлена условно как двухмерная среда в виде ТМ и ТЕ мод. ТМ-мода (Н-поляризация) существует, когда электрическое поле направлено поперек простирания аномального тела. В этом случае искажения от аномального объекта имеют гальваническую природу, МТ поле подвержено преимущественно влиянию приповерхностных неоднородностей с высоким удельным сопротивлением. ТЕ-мода существует, когда электрическое поле направлено вдоль структур, она имеет индуктивный характер и чувствительна преимущественно к глубинным проводящим структурам.

С учетом этого измеренное АМТ поле на участке Янисъярви было развернуто в виде двух независимых мод – ТМ и ТЕ. Кривые кажущегося сопротивления и фазы импеданса для них представлены на рис. 2.72. Из рисунка следует, что аномальный эффект от проводящего объекта более контрастно проявлен на ТЕ-мод. Наряду с этим можно видеть, что фаза импеданса фактически не зависит от того, на каком удалении от проводника выполнено зондирование АМТЗ.

Моделирование проводилось с использованием программного пакета, разработанного И. Л. Вардянянц [1979]. Программа основана на расчете компонент МТ поля на узлах сетки с использованием метода конечных разностей. Проблема выбора априорной (стартовой) модели сводилась к построению нормального разреза и оценке начальных параметров аномального объекта. Нормальный разрез был выбран на основе эффективной кривой кажущегося сопротивления, измеренной на расстоянии 1600 м от центра аномалии. После решения одномерной обратной задачи нормальный разрез принят в виде двухслойной модели с проводящим слоем сопротивлением 100 Ом·м на глубине 10 км. Сопротивление верхнего слоя принято равным наибольшему значению кажущегося удельного сопротивления «нормальной» кривой (10 тыс. Ом·м). Параметры аномального тела были определены с учетом данных профилирования на постоянном токе (рис. 2.70).

По этим данным были установлены мощность проводника (200 м) и глубина залегания верхней кромки (20 м). Значение удельного сопротивления (ρ) и глубина нижнего края (z) проводника были приняты в качестве переменных параметров. Параметры априорной модели показаны на рис. 2.73.

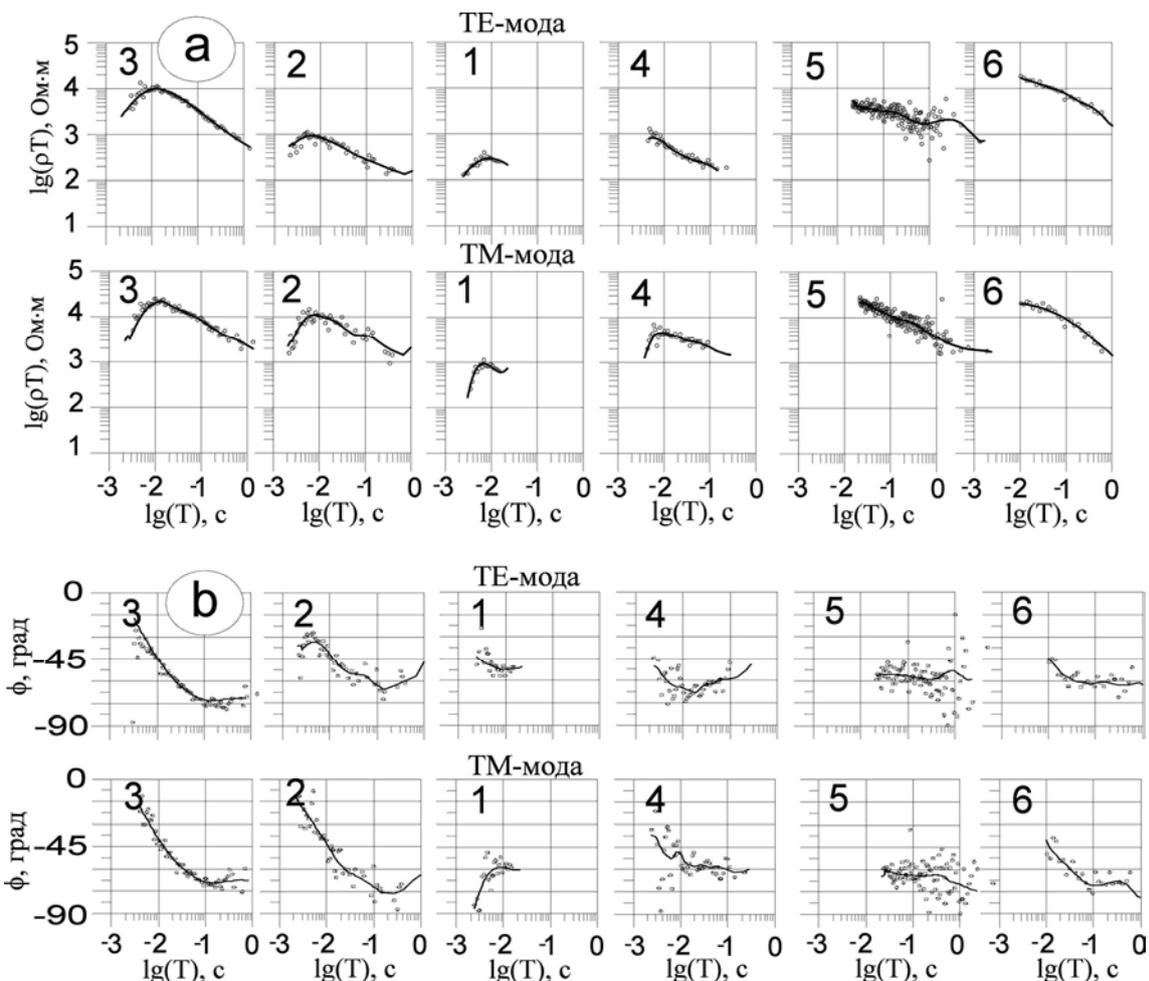


Рис. 2.72. Результаты АМТ зондирования над Янисьярвинской аномалией, пересчитанные для условий ТЕ- и ТМ-мод:

а – кажущееся сопротивление, б – фаза импеданса

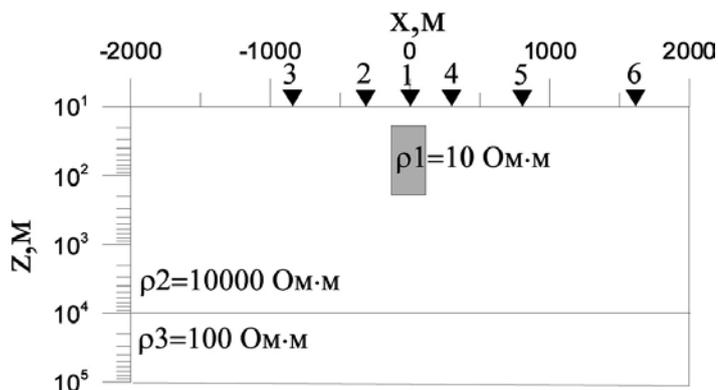


Рис. 2.73. Априорная модель Янисьярвинской зоны проводимости, принятая в качестве стартовой для двумерного численного моделирования результатов АМТЗ, приведенных на рис. 2.72

Аномальное тело принято как вертикальное с учетом симметричного поведения наблюдаемых кривых кажущегося удельного сопротивления относительно аномалии. Поскольку глубина z и удельное сопротивление связаны друг с другом условием эквивалентности по параметру электропроводности (в рамках нашей задачи), мы рассмотрим дальнейшую работу, исследуя отклик моды ТЕ, как более чувствительной к высокой проводимости, в зависимости от параметра z .

Сравнение измеренных и смоделированных кривых ТЕ-моды кажущегося удельного сопротивления показано на рис. 2.74.

Рассмотрение рис. 2.74 показывает, что при глубине нижней крошки, равной 200 м, наблюдается хорошее согласие результатов моделирования с измеренными данными на самых удаленных точках. С увеличением протяженности проводящего тела до глубины 400 м и 1000 м (рис. 2.74, б, с) расхождение между измеренными и смоделированными кривыми возрастает во всех точках. Отсюда можно

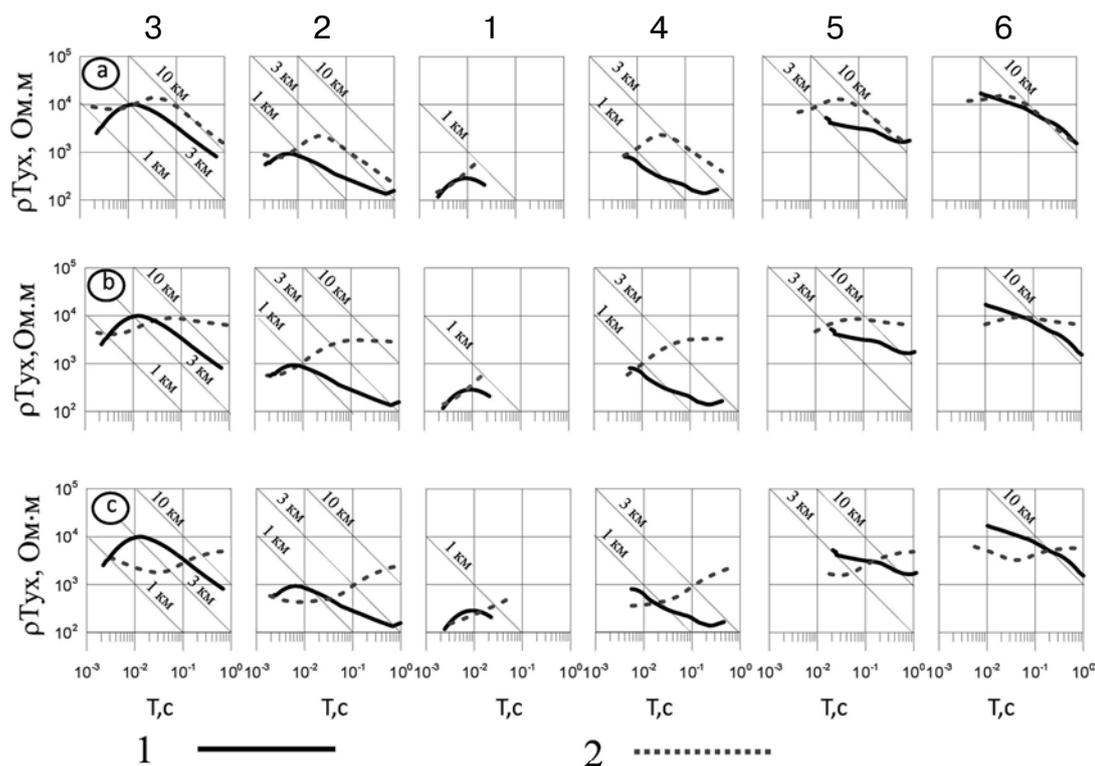


Рис 2.74. Сопоставление измеренной (1) и смоделированной (2) кривых кажущегося сопротивления для ТЕ моды:

а – глубина нижней кромки проводника $Z = 200$ м, б – то же 400 м, в – то же 1000 м

сделать вывод о том, что аномалия Янисъярви не связана с глубинной частью Ладожской аномалии и, по-видимому, ограничена по глубине первыми сотнями метров (300–500 м). Смещение кривых кажущегося удельного сопротивления по оси сопротивлений вызвано боковым влиянием неглубоко залегающего проводника. Это классический случай проявления аномалии низкого удельного сопротивления, описанной М. Н. Бердичевским и В. И. Дмитриевым [2010].

Таким образом, результаты моделирования позволили установить, что аномалия Янисъярви прослеживается до глубины в первые сотни метров и, по-видимому, не связана с глубинной частью Ладожской аномалии. Уменьшение уровня кривых кажущихся удельного сопротивления при приближении к аномалии обусловлено боковым влиянием проводника, и этот эффект сильнее выражен в ТЕ-моду, продольной относительно простирания аномалии.

Современные методы обработки и интерпретации магнитотеллурических данных располагают определенными возможностями для фиксации искажений от боковых объектов и частично для их устранения. Но, тем не менее, всегда остается место для сомнений в качестве результатов интерпретации, даже если факт влияния горизонтальной неоднородности установлен. Поэтому, как показали результаты данного эксперимента, следует тщательно выбирать место расположения пунктов АМТ и МТ зондирования с использованием геологических данных и электрического профилирования на постоянном токе. В противном случае формальная интерпретация кривых зондирования АМТЗ в условиях Ладожской аномалии может создавать ложные эффекты промежуточных проводящих слоев на глубинах от единиц до десятков километров.

Заключение

В Северном Приладожье выполнено электропрофилирование на постоянном токе методом МВСД на профиле Хийтола – Суйстамо протяженностью 180.5 км, пересекающем всю ширину Ладожской аномалии электропроводности. На профиле выявлены две контрастные зоны аномальной проводимости, расположенные в приповерхностных горизонтах. Обе аномалии, вероятнее всего, имеют электронно-проводящую природу и, по-видимому, связаны с присутствием углеродистых пород, возможно, графита, пирита, пирротина. Наибольший вклад вносит западная (Гранд-аномалия), прослеженная вдоль простирания на 7 км. Положение аномалии довольно точно совпадает с эпицентром проводящего тела, отмеченного по данным МВП на глубине 10 км [Рокитянский и др., 1981].

аномалия приурочена к Янисъярвинскому разлому и имеет мощность 200 м. В районе обеих аномалий выполнены АМТ-зондирования. Проведенная на сегодняшний день интерпретация результатов АМТЗ существенно дополняет представления о параметрах электропроводности приповерхностных горизонтов, но не позволяет высказать однозначные суждения о природе и характере глубинной электропроводности всей Ладожской аномалии. Необходимы дополнительные работы по расширению сети современных АМТЗ и их анализ в комплексе с результатами МТЗ-МВП, полученными в 2013–2015 гг. по проекту «Ладога» [Соколова и др., 2016].

Дискуссия

Наиболее дискуссионным является вопрос о природе Ладожской аномалии. Самое простое решение – это объяснить ее природу влиянием электронно-проводящих графит- и сульфидсодержащих пород. На это указывают многие российские и зарубежные ученые [Adam et al., 1982; Ковтун и др., 1984; Rajunraa, 1984; Жамалетдинов, 1990; Жамалетдинов, Ковтун, 1993; Клабуков, 2006; Соколова и др., 2016]. Представленные в настоящем разделе результаты электропрофилирования на постоянном токе МВСД и МВСК в комплексе с АМТЗ в целом подтверждают взгляды предыдущих исследователей и вроде бы ничего нового не вносят. Но благодаря непрерывной, за исключением интервала Сортавала, протяженности профиль МВСД позволил получить общую картину изменения сопротивления приповерхностных толщ на всей ширине Ладожской зоны и установить два наиболее контрастных объекта электронно-проводящей природы. Результаты детальных наблюдений АМТЗ по секущему профилю над восточной (Янисъярвинской) аномалией позволили установить четкое проявление бокового искажения по типу «берегового эффекта». По разные стороны от аномалии, на поверхности плохо проводящих пород, наблюдается появление ложного проводящего слоя, «глубина» до которого, по данным формальной, одномерной интерпретации, закономерно и симметрично увеличивается по мере удаления от проводника. Над проводником глубина до проводящего фиктивного «слоя» составляет 300 м, а на удалении 1–2 км увеличивается до 10 км. Результаты численного двумерного моделирования АМТ зондирований над Янисъярвинской аномалией показали относительно небольшую протяженность аномального объекта на глубину (сотни метров, возможно, до 1–2 км) и его субвертикальное падение. Над западной аномалией (Гранд-аномалия) возможности двумерной интерпретации оказались крайне ограниченными, поскольку профиль прошел практически вдоль ее простирания на протяжении почти 7 км. Тем не менее АМТ зондирования, измеренные по разные стороны от аномалии, указывают на ее ограниченную протяженность на глубину, в пределах первых километров.

С учетом полученных данных один из возможных вариантов интерпретации природы Ладожской аномалии может быть представлен в виде гипотезы о том, что она является результатом суммарного вклада проводников двух типов – электронно-проводящих пород у дневной поверхности и флюидных зон на глубине 20–30 км. Однако такая гипотеза при всей ее привлекательности встречается с серьезными возражениями со стороны петрологов, утверждающих, что в условиях стабильных участков земной коры (в условиях древнего кристаллического фундамента) возможность существования свободных флюидов (водяных рассолов) на глубинах в десятки километров крайне сомнительна, поскольку с глубиной увеличивается основность пород, стремящихся поглотить свободную воду в состав кристаллической решетки [Yardley, Valley, 1997]. Кристаллизационно-связанная вода не может участвовать в переносе электричества, и поэтому флюидная природа глубинных аномалий электропроводности становится сомнительной. В качестве альтернативы в работах [Клабуков, 2006; Соколова и др., 2016] выдвигается предположение о ведущей роли графитовых соединений в качестве главных переносчиков тока на глубинах в десятки километров. Но и эта гипотеза встречается с целым рядом противоречий. В частности, малая вероятность связи глубинных аномалий электропроводности с графитовой минерализацией обоснована в работе [Ваньян, Хиндман, 1996].

Наиболее полно решить вопрос о природе Ладожской зоны могут только детальные исследования АМТ-МТЗ и МВП в широком диапазоне частот и на достаточно детальной геологической основе (не менее чем в м-бе 1 : 100 000) в тесной корреляции с материалами зондирований на постоянном токе. Это особенно очевидно на примере Гранд-аномалии, исследование которой показывает, что выходящие на дневную поверхность электронно-проводящие объекты не могут быть описаны в рамках двумерного подхода. Более того, они распространены спорадически в пределах большей части Северного Приладожья, в составе оvoidных супракрустальных толщ, обрамляющих куполовидные структуры гранитизированных гнейсов и гнейсо-сланцев, согласно схеме Л. П. Свириденко и др. [2017] и работам Н. С. Бискэ [2017]. В этих условиях при постановке профильных глубинных магнитотеллурических

и магнитовариационных зондирований необходим тщательный выбор мест расположения пунктов глубинных зондирований с учетом данных электроразведки на постоянном токе и на хорошей геолого-геофизической основе. В противном случае происходит субъективный отбор «согласующихся» данных. Не зря в работе [Васин и др., 1993] из 29 кривых АМТ-МТЗ, измеренных на Ладожском профиле, для построения двухмерной численной модели до глубин 30–40 км отобраны только 15 кривых АМТ-МТЗ, отличающихся «наилучшим согласием». Критерии отбора кривых МТЗ по принципу «наилучшего согласия» в работе [Васин и др., 1993] не описаны. Можно лишь предполагать, с учетом описанных выше результатов моделирования АМТЗ над Янисъярвинской аномалией, что отброшенные («несогласные») кривые АМТ-МТЗ (а их более половины) соответствовали пунктам зондирования, измеренным в непосредственной близости от спорадически распространенных проводящих объектов, которые указывали на существование приповерхностных фиктивных проводников. В то же время «согласные» АМТ-МТ зондирования были выполнены на удалении от близких проводников и отражали суммарное влияние всей системы проводящих объектов, выражающееся в появлении некоторого среднего фиктивного проводящего слоя на «глубинах» в десятки километров.

Завершая дискуссию, можно сделать вывод о необходимости совместных исследований глубинной электропроводности Ладожской зоны электропроводности на основе конкретного фактического материала. И в заключение уместно заметить, что белым пятном в истории изучения Ладожской аномалии является вопрос о возможности ее интерполяции между юго-восточным и северо-западным обнажениями по дну Ладожского озера.

2.5.3. Глубинные модели Ладожской аномалии электропроводности по результатам синхронных МТ-МВ зондирований на профиле Выборг – Суоярви и в юго-восточном Приладожье

Введение

Знания о глубинном строении подвижных поясов, окружающих стабильные архейские ядра древних кратонов, значительно углубляют понимание ранней эволюции планеты [Hoffman, 1988; Глебовицкий, 2005; Mints et al., 2015 и др.]. Уникальная сохранность структур докембрийской тектоники и приуроченность к этим структурам важных минерагенических провинций обуславливают большой теоретический и практический интерес. В геофизическом комплексе, используемом для изучения мобильных поясов, все более заметную роль играют электромагнитные зондирования, в их современной постановке способные дать надежную информацию о корово-мантийных структурах и веществе [Naganjaneyulu, 2011; Weckmann, 2012; Yin et al., 2014 и др.]. На Фенноскандинавском щите объектом подобного рода является Ладожско-Ботническая подвижная зона, отмеченная серией долгоживущих региональных разломов СЗ-ЮВ простирания (рис. 2.52; 2.55) и называемая также Саво-Ладожской или Раахе-Ладожской (последнее – по ее главному структурному элементу – правосдвиговому шву, маркирующему сочленение архейского Карельского и палеопротерозойского Свекофеннского геоблоков) [Шульдинер и др., 1997; Lahtinen et al., 2005; Karki et al., 2012; Кулаковский и др., 2015]. Благодаря своему ключевому геотектоническому положению и наличию ярких аномалий коровой электропроводности вдоль всего ее простирания из области Приладожья в область Шелефтео в Северной Швеции [Hjelt et al., 2006] ЛБЗ стала объектом пристального изучения российскими и финскими геоэлектриками [Korja et al., 2002; Ковтун и др., 2011; Жамалетдинов, Кулик, 2012; Vaittinen et al., 2012 и др.]. Однако представления о глубинной структуре самой интенсивной в пределах ЛБЗ Ладожской аномалии коровой электропроводности (ЛА) (рис. 2.53), ставшей пионерским открытием еще в 1978 г. [Рокитянский и др., 1981], к началу второго десятилетия нашего века оставались недостаточно определенными для проведения их содержательной геологической интерпретации. Оставались вопросы о структурной приуроченности и природе аномалии (флюиды и/или электронные проводники), ответы на которые могли пролить свет на соотношение различных тектонических режимов при ее образовании (растяжения/коллизии). Как констатировалось в работе [Ковтун и др., 2011], представившей наиболее продвинутой для своего времени геоэлектрическую модель ЛА, для получения каких-либо определенных аргументов или контраргументов в отношении, в частности, гипотезы о рифтовой природе Ладожской структуры [Исанина и др., 2004] необходимо было проведение дополнительных экспериментальных наблюдений, переход к более адекватной размерности модельной аппроксимации, а также привлечение комплекса геофизических данных и сведений о вещественном составе аномально проводящих объектов и вмещающих толщ.

Возможность существенно расширить представления о структуре и природе коровых проводников AR-PR шовных зон с помощью экспериментальных исследований ЛА на основе новых технологий магнитотеллурических и магнитовариационных (МТ/МВ) зондирований, а также современных методов анализа полученных данных мотивировала исследователей из СПбГУ, МГУ, ИФЗ РАН, ИГ РАН и ООО «Северо-Запад» к совместной работе в этом направлении в составе Рабочей группы LADOGA. Важными факторами при этом были: опыт региональных МТ и геологических исследований СПбГУ и ИГ КарНЦ РАН; новые эффективные методы анализа МТ/МВ данных, развиваемые московскими геоэлектриками; аппаратный парк и финансовая поддержка ООО «Северо-Запад», а также поддержка РФФИ. Результатом этого сотрудничества стала внушительная серия современных зондирований, выполненных в 2013–2015 гг. на профиле Выборг – Суоярви-2, пролегающем вдали от электрифицированных железных дорог и секущем глубинную Ладожскую аномалию в области ее существенной двухмерности (рис. 2.52; 2.75), а также накопление новых материалов длиннопериодных зондирований в СВ и ЮВ Приладожье, ставшее возможным в рамках проекта РФФИ № 16-05_00543 2016–2018 гг.

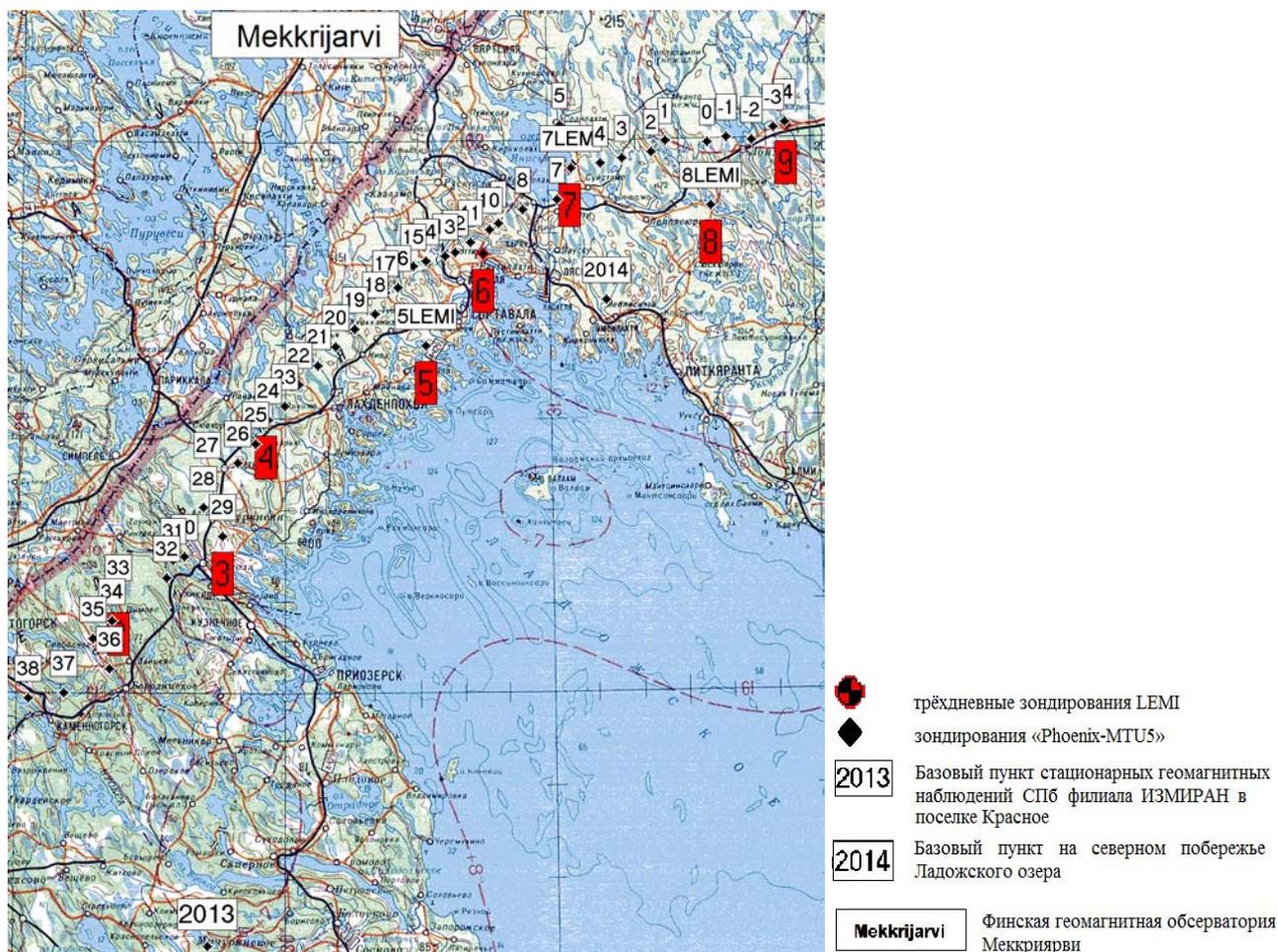


Рис. 2.75. Синхронные МТ/МВ зондирования 2013–2015 гг. на профиле Выборг – Суоярви-2

Особенности полевых наблюдений

Новый этап изучения Ладожской аномалии электропроводности включал несколько летних полевых кампаний (2013–2014 гг. – профиль Выборг – Суоярви-2; 2016–2018 – восточное и юго-восточное Приладожье) и отличался от предшествующих применением цифровой аппаратуры с GPS навигацией и использованием синхронных схем наблюдения в разведочном и глубинном диапазонах. Применение этих схем позволяло улучшить шумоподавление при оценивании традиционных локальных передаточных операторов – тензоров импеданса [Z] и матриц Визе-Паркинсона [W], а также получить новые ресурсы для анализа индукционных откликов проводящих коровых структур – двухточечные операторы, в том числе связывающий горизонтальные поля в двух точках магнитный тензор [M] [Варенцов и др., 2003; Бердичевский, Дмитриев, 2010].

Разведочные (МТ) зондирования по линии Выборг – Суоярви-2 выполнялись двумя комплектами аппаратуры MTU-5 канадской фирмы «Phoenix Geophysics» (индукционные магнитные датчики, пятикомпонентная регистрация с дискретизацией 2400, 150 и 15 Гц), а опорные глубинные (ГМТ) – двумя станциями LEMI-417М Львовского филиала ИКИ НАН Украины (феррозондовые датчики, 1 – секундная дискретизация), с шагом 5–7 км и 20–25 км вдоль профиля, соответственно (рис. 2.75). Наблюдения в рядовых пунктах велись в попарно-синхронном режиме и сопровождалась одновременными записями третьей станцией MTU-5 в базовых пунктах: в 2013 г. – стационарный пункт геомагнитных наблюдений СПб филиала ИЗМИ РАН в пос. Красное, а для последующих кампаний – на северном берегу Ладожского озера: п. 2014 и пос. Лоймола (для наблюдений 2016–2018 гг.). По договоренности с финскими коллегами в качестве дополнительных удаленных баз для длиннопериодных наблюдений штатно использовались две ближайшие геомагнитные обсерватории Финляндии, Нурмиярви и Меккриярви, с режимной односекундной регистрацией магнитного поля. Опора на данные нескольких синхронных удаленных баз при проведении зондирований в области между Выборгом и Суоярви, подверженной ЭМ шумам от объектов промышленности и военных артефактов, была принципиальной особенностью методики эксперимента.

Обработка данных зондирований и анализ полученных МТ/МВ откликов

При обработке данных синхронных зондирований Выборг – Суоярви-2 (В-С-2) параллельно применялись два подхода. Первый использовал стандартный граф аппаратуры «Phoenix» для оценивания передаточных операторов (код SSMT2000) и программу «Corrector» (ООО «Северо-Запад») для последующей ручной отбраковки некондиционных оценок, итогового сглаживающего осреднения и анализа качества результата по критерию выполнения дисперсионных амплитудно-фазовых соотношений. Оценивание второй «рукой» выполнялось с помощью исследовательской программы PRC-MTMV [Варенцов и др., 2003; Varentsov, Sokolova, 2005], обеспечивающей отбор отрезков записи для обработки по критерию однородности внешнего магнитного поля между рядовой и базовой точками, оценивание передаточных функций с помощью автоматических робастных процедур по серии различных временных окон, а также многоуровневое медианное осреднение получаемых оценок.

На рис. 2.76 представлен методический граф построения итоговых сводных МТ кривых по данным разведочных и длиннопериодных зондирований с помощью трех программных комплексов (на примере обработки однодневных наблюдений «Phoenix» и трехдневных – LEMI в пространственно совмещенных т. L33 и т. 2, рис. 2.75).

Примененный граф обработки опирался на помехоподавляющий потенциал используемых программных средств, кросс-верификацию результатов их применения и финальное робастное осреднение, подавляющее остаточные искажения и стабилизирующее длиннопериодные отклики итоговых LP (LEMI + Phoenix) оценок, в том числе с использованием трех удаленных баз. Таким образом, несмотря на присутствие индустриального ЭМ шума в регионе, для 8 опорных пунктов с шагом около 25 км вдоль линии В-С-2 были устойчиво получены МТ/МВ отклики в сводном интервале 0.003–6000/10 000 с. По материалам остальных 37 рядовых зондирований «Phoenix» проведена двухточечная *Remote Reference* (RR) обработка с использованием наблюдений в базовых пунктах 2013, 2014 по программам SSMT2000 и «Corrector» и для большинства пунктов получены кондиционные частотные зависимости импеданса и типпера в интервале периодов 0.003–1000/4000 с (рис. 2.76–2.78).

Важным аспектом обработки наблюдений на профиле Выборг – Суоярви-2 и в ЮВ Приладожье стало оценивание горизонтального магнитного тензора [M]. В силу глубинных задач исследования ЛА оно проводилось по данным LEMI и наблюдениям 15 Гц диапазона Phoenix, с опорой на имеющиеся синхронные записи во всех удаленных пунктах (2013, 2014, МЕК, NUR и попарно-синхронные рядовые). Рис. 2.76, в показывает пример подобного оценивания и дает представление о хорошей сходимости результатов транзитивного пересчета оценок горизонтальных тензоров в рядовых точках (Т) с одной базы (Б1) на другую (Б2). Этот пересчет, проводившийся по формуле $[M^{T/B2}] = [M^{B1/B2}] \cdot [M^{T/B1}]$ с использованием предварительно установленных связей двух баз $[M^{B1/B2}]$, позволил получать дополнительную оценку точности оценивания [M] для каждого пункта и обобщить представления о характерных границах диапазона его надежного оценивания на каждую из баз. Основным назначением процедуры транзитивного пересчета являлось сведение различных оценок к единому для всех полевых кампаний референсному пункту «нормального» горизонтального поля. По результатам анализа частотно-профильных распределений компонент и инвариантов тензоров [M] единым базовым пунктом выбран L-04 на СВ окончании профиля в зоне «нормальной» коры AR блока, на который далее нормировались все итоговые профильные распределения горизонтальных полей, измеренных в Приладожье группой LADOGA (рис. 2.75; 2.77, б).

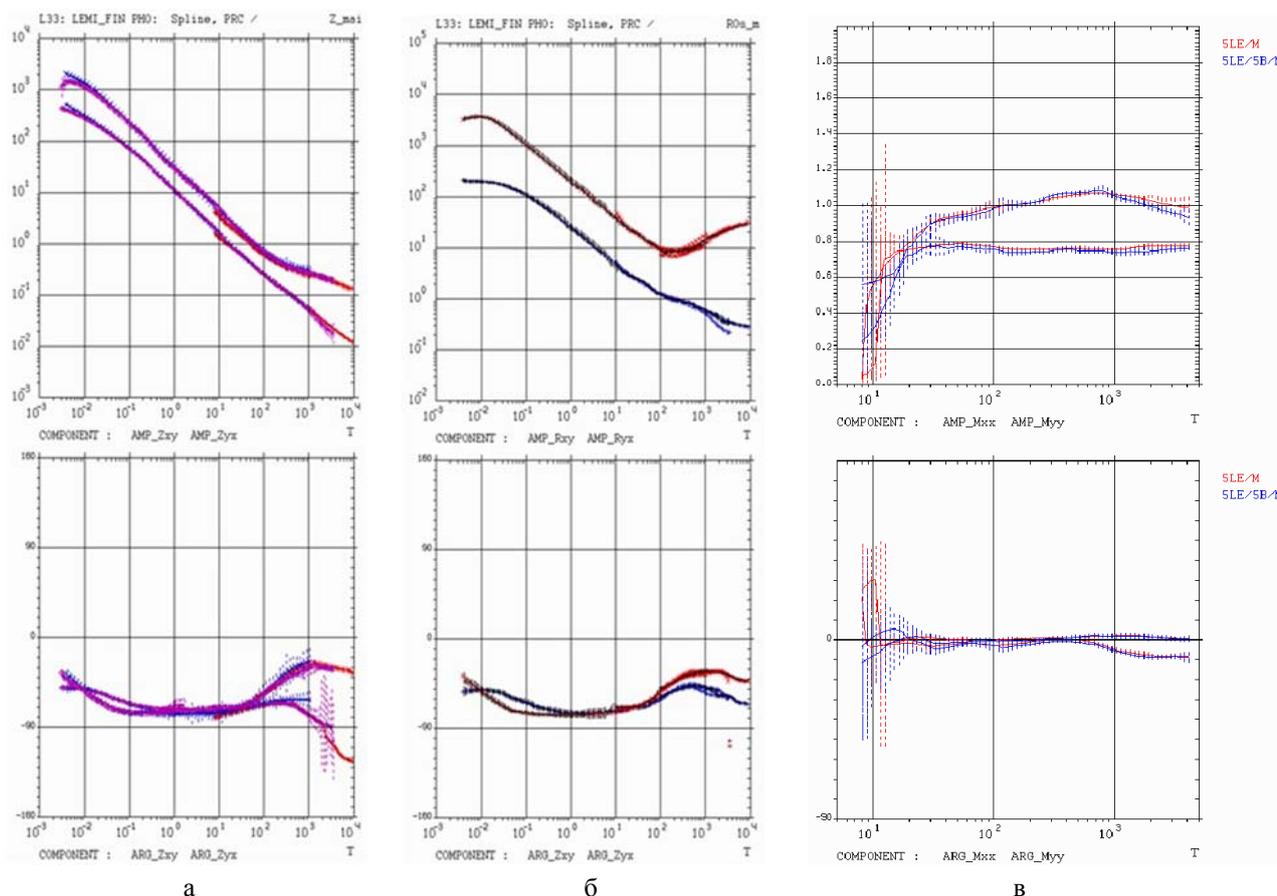


Рис. 2.76. Методика обработки МТ-ГМТ и МВ зондирований:

а – оценки амплитуд (AMP_Z, мв/км·нТ) и фаз (ARG_Z, град.) главных компонент импеданса: по данным LEMI (L_FIN – робастное осреднение локальных одноточечных, *Single Site*, SS, оценок и трех оценок, полученных по методу удаленной базы, *Remote Reference*, RR, с привлечением наблюдений в пунктах MEK, NUR и 2014 по программе обработки PRC-MTMV) и по данным «Phoenix» (сплайны, проведенные программой «Corrector» по RR оценкам SSMT2000 с использованием наблюдений на базе 2014, P_Spl, а также по программе PRC-MTMV, P_PRC); б – получение итоговой широкодиапазонной частотной зависимости LP_Fin (черные кривые) с помощью робастного осреднения кажущихся сопротивлений (с предварительной коррекцией статического сдвига) и фаз фазового тензора, соответствующих трем импедансным оценкам (а), здесь показанных облаками красных (ху-компоненты) и синих (ух) крестиков; в – сопоставление прямой (5LE/M) и транзитивной (5LE/BASE_2014/M) оценок амплитуд (вверху) и фаз (внизу) главных компонент тензора [M] для т. 5LEMI, рассчитанных по отношению к магнитному полю в обсерватории Mekrijarvi (MEK) по программе PRC-MTMV

Результаты инвариантного анализа полученных МТ/МВ передаточных функций, представленные на рис 2.77, 2.78, а также распределение параметра асимметрии импедансного и горизонтального магнитного тензоров подтвердили квазидвухмерность индукционного отклика глубинной структуры ЛА [Рокитянский и др., 1981; Ковтун и др., 1998, 2011], но выявили локальные его искажения [Соколова и др., 2016, 2017]. По ориентации индукционных векторов и главных осей фазового и горизонтального магнитного тензора на периодах более первых десятков секунд определилось главное направление простирания глубинных геоэлектрических неоднородностей (135–130° SE), что обосновало возможность и специфику применения двухмерного подхода к разработке новой модели разреза коровой электропроводности по линии Выборг – Суоярви-2 (2D с локальными 3D искажениями; направление линии профиля для инверсии 45° NE). Анализ частотно-профильного распределения инвариантов горизонтального магнитного тензора [M] (рис. 2.77, б и 2.78, б) наиболее отчетливо выявил существование двух областей концентрации региональных теллурических токов: средне-верхнекоровую на северо-восточном участке профиля и средне-нижнекоровую – на юго-западном, что подтвердило справедливость более ранних представлений [Ковтун и др., 1998, 2011]. Продолжение этих проводников в область ЮВ Приладожья прослеживалось, главным образом, по поведению индукционных векторов, построенных по материалам длиннопериодных зондирований с аппаратурой LEMI в 2016–2018 гг.

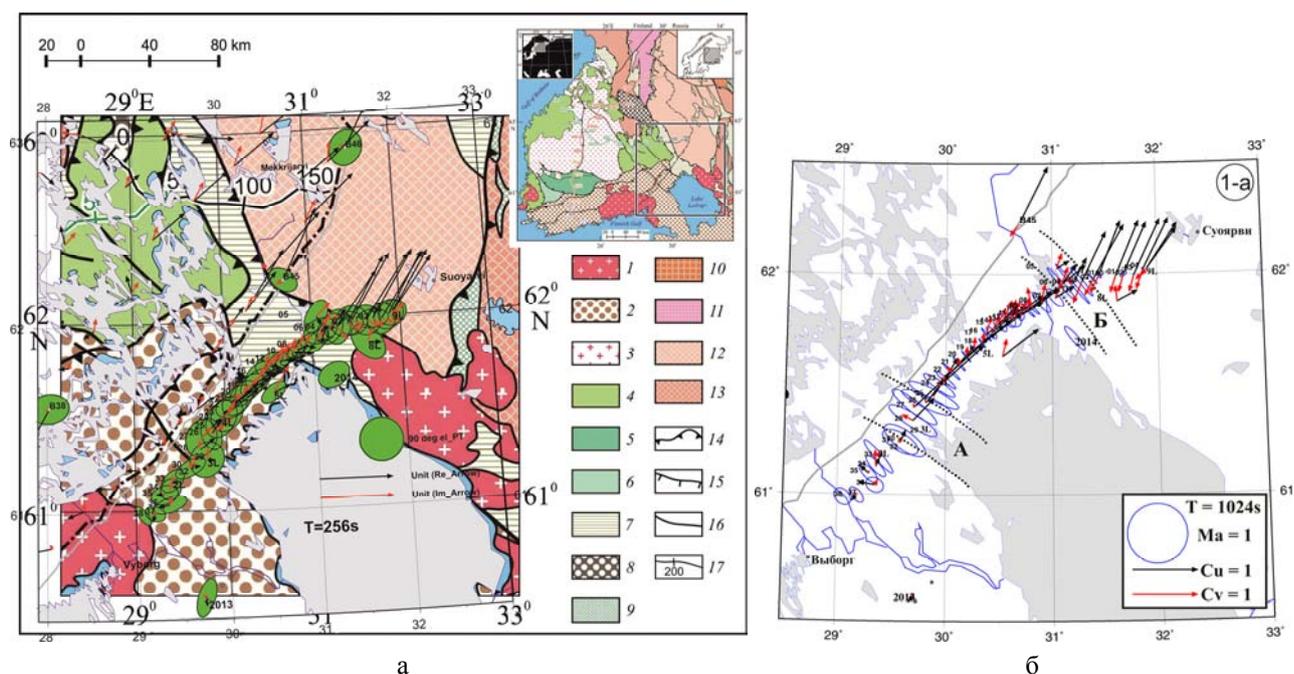


Рис. 2.77. Пространственная картина изменчивости вдоль профиля Выборг – Суоярви-2 инвариантных параметров МТ/МВ передаточных функций:

а – экстремальных эллипсов фазового тензора и реальных (черные) и мнимых (красные) векторов индукции (здесь и далее направленных согласно конвенции Визе – от проводника) для периода $T = 256$ с; б – экстремальных эллипсов горизонтального магнитного тензора $[M]$ в пересчете на базу Лоймола (повернуты на угол 90° , при котором большая ось ориентирована по направлению аномального тока) для $T = 1024$ с. Масштаб векторов задан длиной единичных стрелок, масштаб эллипсов – окружностями радиусами 90° и 1 (б). Данные панели (а) представлены на фоне фрагмента обобщенной геологической карты юго-востока Фенноскандинавского щита (осадочный чехол удален), соответствующего большому квадрату на врезке в правом верхнем углу. Условные обозначения карты (по [Минц и др., 2018]): 1 – граниты рапакиви; 2 – гранулитогнейсы Южно-Финляндского гранулитового пояса; 3 – Центрально-Финляндский гранитоидный комплекс; Свекофеннский аккреционный ороген: 4–6 – вулканогенно-осадочные пояса (4 – Оутокумпу); 7 – вулканогенно-осадочный пояс (перикратонная зона Карельского блока, Ладожско-Ботнический пояс), 8 – гранулитогнейсовый пояс Варпаисъярви; 9 – зеленокаменные пояса; 10–13 – архейские микроконтиненты (гранит-зеленокаменные области); 14–16 – тектонические границы: 14 – надвиги и взбросо-надвиги, 15 – сбросы, 16 – сбросо-сдвиги, 17 – сейсмопрофили проекта FIRE [Kukkonen, Lahtinen, 2006] (выделены цветными линиями): FIRE-1 – красный, FIRE-2a – оранжевый, FIRE-2 – фиолетовый, FIRE-3a – зеленый, FIRE-3 – черный

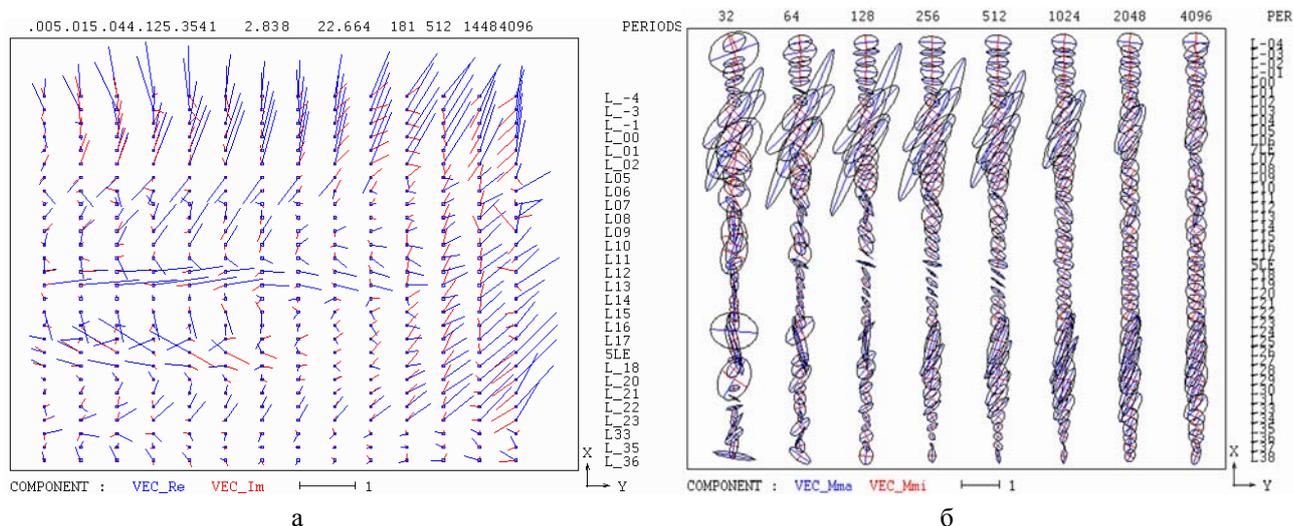


Рис. 2.78. Инвариантный анализ МТ/МВ передаточных функций на профиле В-С-2:

а – профилно-частотные распределения индукционных векторов (реальных – синих и мнимых – красных); б – экстремальных эллипсов аномального горизонтального тензора по данным Phoenix 2013–2014 гг. (в нормировке на данные финской обсерватории Меккриярви, синие – оси в направлении максимума магнитного отклика, красные, ортогональные, – минимума). Направление X – географический север, Y – восток. Масштабы длин векторов и осей эллипсов заданы единичными отрезками

Инверсии МТ/МВ данных на профиле Выборг – Суоярви-2

Для построения модели разреза ЛА вдоль линии Выборг – Суоярви-2 была предпринята серия 2D инверсий ансамбля профильных МТ/МВ передаточных функций. Применялись различные подходы, начиная от сглаженных частичных инверсий до многокомпонентной с учетом локальных 3D искажений. Методика проведенного цикла инверсий и варианты моделей, полученные по результатам инверсий различных подмножеств полного ансамбля данных, приведены в [Таран и др., 2017]. Наибольшего разрешения удалось достичь при использовании кусочно-непрерывной аппроксимации проводящей среды и инструментария программы регуляризованной 2D инверсии INV2D [Varentsov, 2007]). Модель, полученная в итоге детерминантной инверсии (инверсии эффективного сопротивления и фазы эффективного импеданса, R_{o_eff} , Arg_Z_{eff} , с весовым приоритетом фазовых данных), показана на рис. 2.79. Результаты инверсий импедансных данных поперечной (H_p) поляризации, а также типперов W_z (E_p поляризация), дающих большее разрешение в верхней коре, представлены на рис. 2.80 в сопоставлении с соответствующим разрезом объемной модели распределения эффективной магнитной восприимчивости, полученным в ходе 3D инверсии материалов магнитной съемки 1 : 200 000 по программе KOSKAD-3D [Петров, Трусков, 2000].

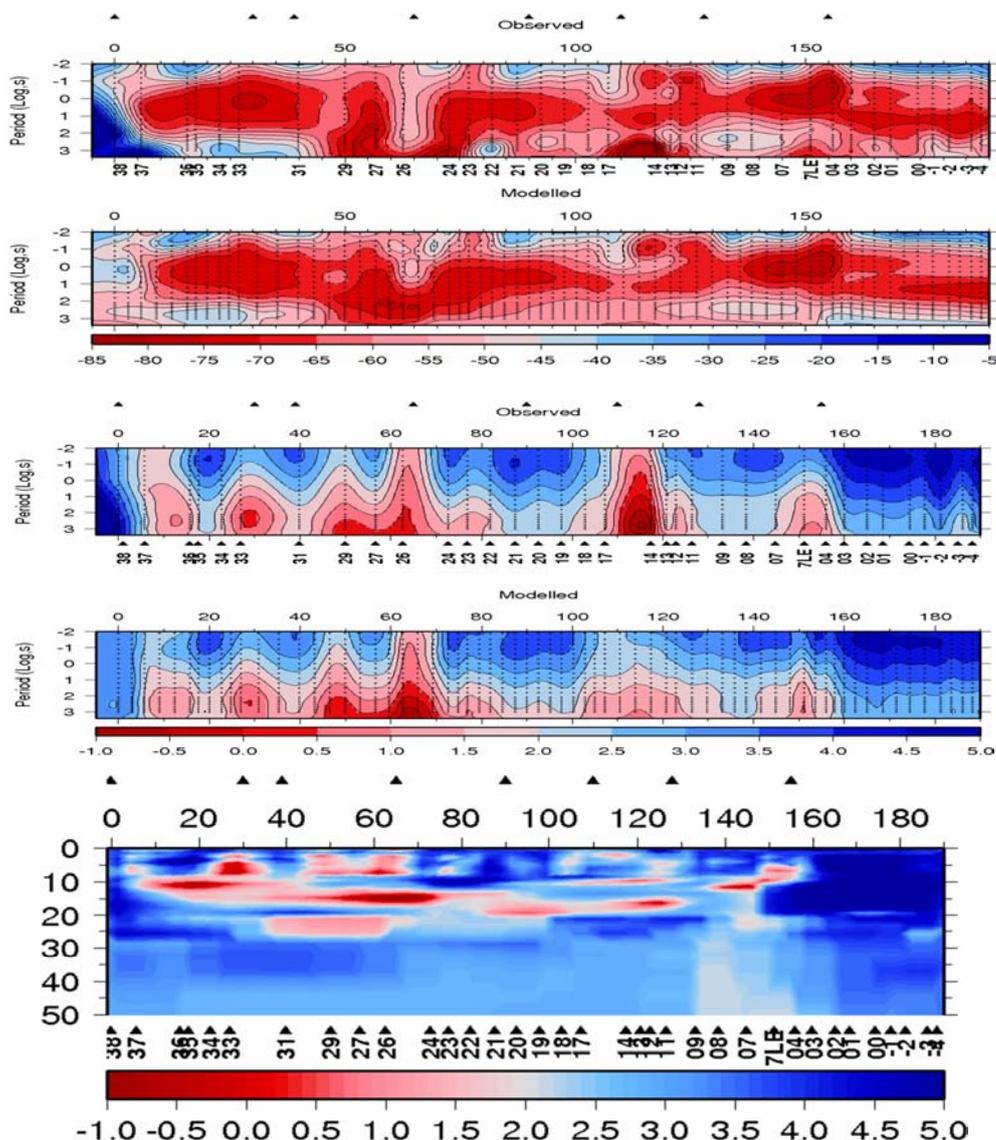


Рис. 2.79. Разрез ЛА (удельные сопротивления в цветовой шкале $lg(R_o, \text{Ом}\cdot\text{м})$ по профилю В-С-2, полученный в результате инверсии эффективного сопротивления и фазы эффективного импеданса для ансамбля данных Phoenix и LEMI 2013–2014 гг., и псевдоразрезы соответствующих наблюдаемых и модельных данных (относительная нормированная невязка данных $R_{o_eff} = 0.3$; абсолютная невязка фазовых данных $Arg_Z_{eff} = 7.1^\circ$; взвешенная $RMS = 1.2$). Точки зондирования и положения крупных разломов (по [Ковтун и др., 2011]) отмечены черными треугольниками под и над разрезами, соответственно, названия разломов указаны на рис. 2.80

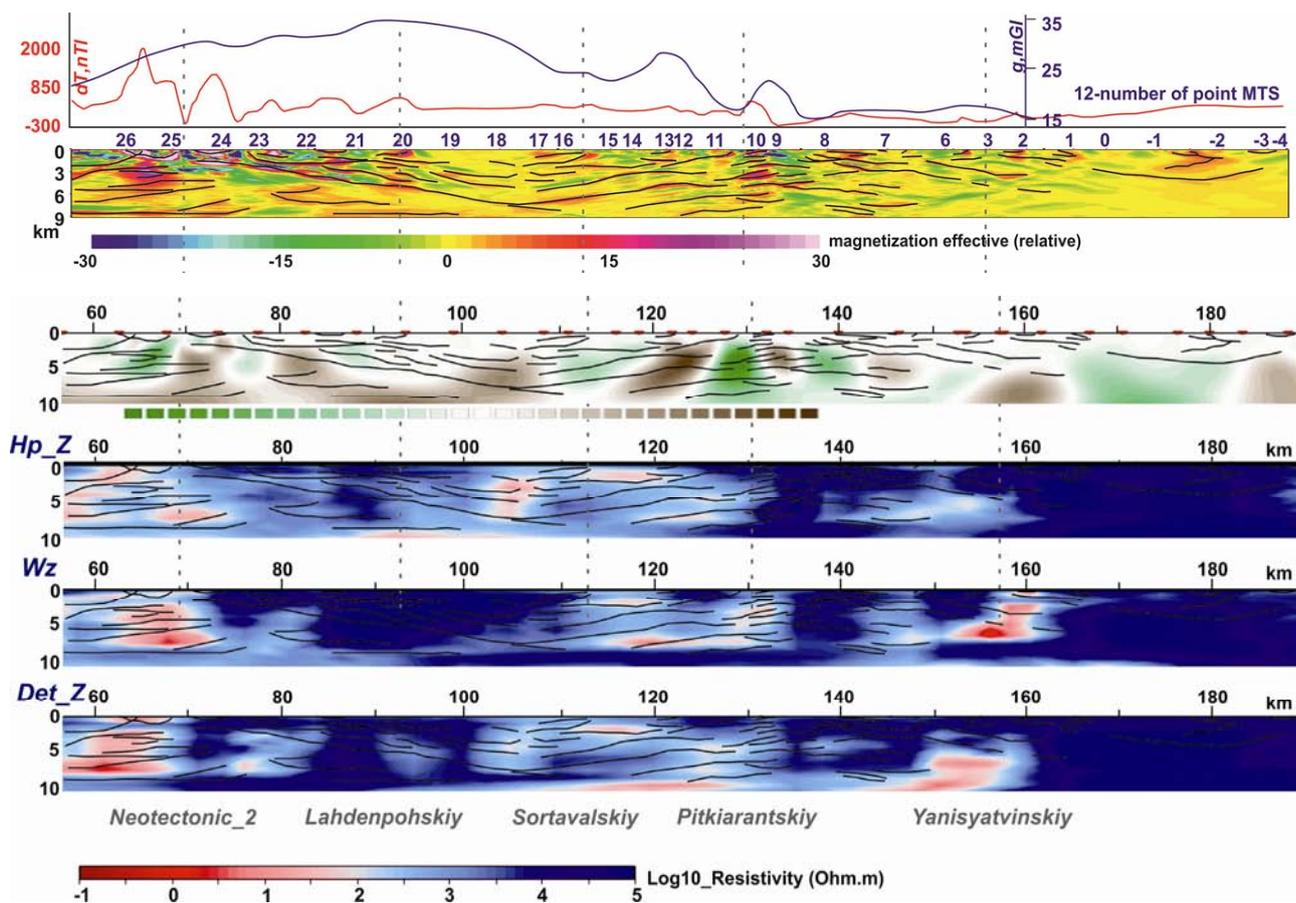
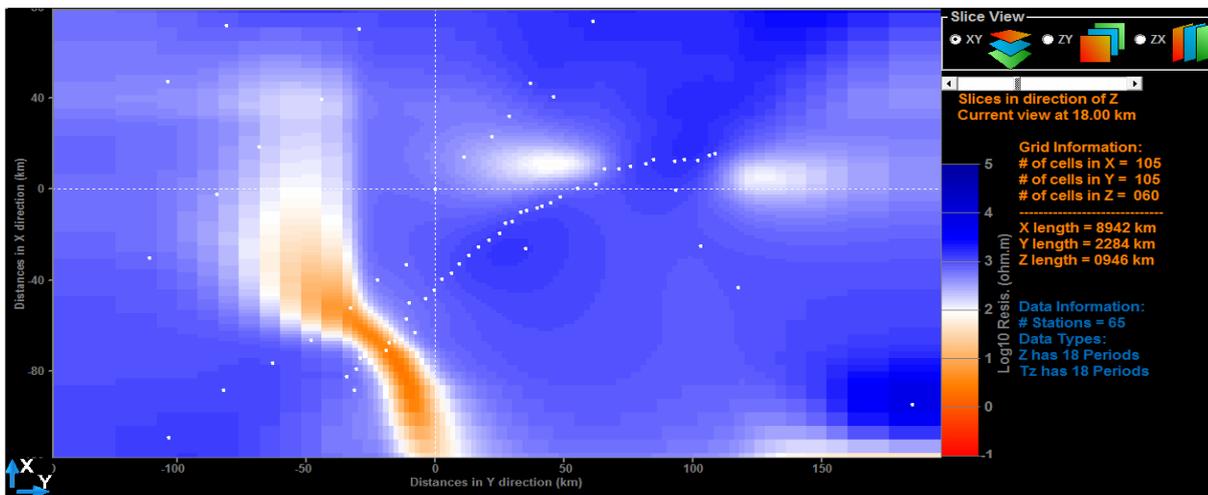


Рис. 2.80. Верхнекоровые модели СВ участка профиля В-С-2 (номера пунктов МТЗ указаны согласно рис. 2.75), полученные в результате 2D инверсии различных подмножеств ансамбля МТ/МВ передаточных функций (H_r_Z – сопротивления и фазы импеданса поперечной поляризации электромагнитного поля; W_z – комплексные типперы продольной поляризации; Det_Z_{eff} – детерминантная инверсия, рис. 2.79) в сопоставлении с соответствующими сечениями объемных моделей распределения избыточной плотности и намагниченности по области Приладожья (в относительных шкалах), полученных 3D инверсией площадных данных потенциальных полей масштаба 1 : 200 000 по программе KOSKAD [Петров, Трусов, 2000]. Графики аномальных гравитационного и магнитного полей приведены над разрезами. Верхнекоровые структурные линии выделены по экстремальным линеаментам избыточной намагниченности. Выходы на поверхность крупных разломов (положения и названия – по [Ковтун и др., 2011]) трассируются пунктирными линиями

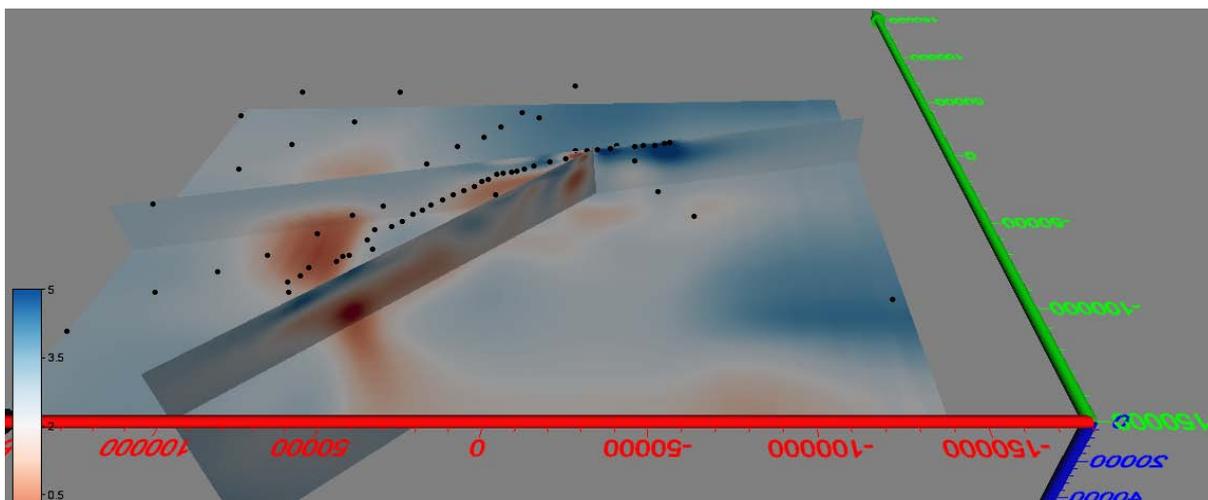
Первые 3D инверсии по данным профиля В-С-2 были проведены на многопроцессорном кластере ИФЗ РАН и на суперкомпьютере «Ломоносов» МГУ с помощью программ ModEM [Kelbert et al., 2014]. Широкополосный ансамбль профильных МТ/МВ данных был дополнен МВ данными по прилегающей финской территории из коллекции [Rajunpää, 1987], любезно предоставленными финскими коллегами (данные W_z для 19 пунктов на 100, 300 и 1000 с). Стартовой моделью служила модель однородного полупространства 1000 Ом·м с горизонтальным разбиением по оси X 1500 м, по оси Y 2000 м (105 × 105 ячеек по площади). В районе финских точек разбиение увеличивалось до 3000 × 8000 из-за увеличенного расстояния между точками. Вертикальный размер ячеек в моделируемой области менялся от 500 м (верхние слои) до 8000 м. Для выполнения граничных условий размеры крайних ячеек увеличивались в геометрической прогрессии с шагом 2. В целом для инверсии использовались данные 63 пунктов МТ/МВ зондирований. На первом этапе использовались только длиннопериодные типперы (9 периодов: от 100 до 4640 с) с заданным 2 % относительным уровнем ошибки данных. Параметры модели и итоговое полученное распределение сопротивлений показаны на рис. 2.81, а. Результирующая невязка за 43 итерации составила 5.6 %.

Второй этап инверсии стартовал с результата первого шага (в той же модельной аппроксимации) и заключался в широкополосной (19 периодов: 0.1–1000 с) совместной инверсии данных типпера и полного тензора импеданса. Итоговое подобранное объемное распределение изучаемой области Северного Приладожья изображено на рис. 2.81, б. Результаты 3D инверсии подтвердили линейную

вытянутость области максимальной концентрации токов, расположение ее центра на глубинах около 18 км (рис. 2.81, а) и продемонстрировали разрез ЛА по линии Выборг – Суоярви, в целом разумно соотносящийся с полученным при 2D инверсии, однако менее разрешенный (алгоритмический принцип ModEM – сглаживающая инверсия, обеспечивающая получение минимально контрастной модели) (рис. 2.81, б).



а



б

Рис. 2.81. Результаты 3D инверсии сводного ансамбля данных, включающего профильно-частотные распределения МТ/МВ передаточных функций по линии Выборг – Суоярви-2 и площадные МВ данные по прилегающей территории Финляндии из коллекции [Rajurää, 1987] (на трех периодах: 100, 300, 1000 с):

а – верхняя панель – горизонтальное сечение (глубина $Z = 18$ км) объемной модели сопротивления, полученной в результате инверсии длиннопериодного (100–1000 с) подмножества ансамбля типперов W_z , $RMS = 5.6$; б – нижняя панель – объемный монтаж вертикальных и горизонтальных сечений модели сопротивлений, полученной в ходе инверсии данных W_z и тензора Z для 19 периодов из диапазона (0.1–1000 с), стартовавшей от результата (а), $RMS = 6.0$; оси размерности модели в (м). Модели показаны в цветовых шкалах I_g сопротивления (Ом·м). На панели (а) в правой части приведены параметры модели; ее координатные оси X, Y градуированы в (км) и указывают на географический север и восток; пункты зондирования показаны белыми точками. На панели (б) показаны координатные оси модели, градуированные в (м), и черными точками – пункты зондирования. Область моделирования выделена прямоугольником на рис. 2.82

Первый опыт анализа расширенного ансамбля МТ/МВ данных по всей области ЛА, который был сформирован группой LADOGA к 2017 г. (широкополосные зондирования на профиле Выборг – Суоярви, глубинные зондирования на восточном берегу озера и в ЮВ Приладожье в 2016–2017 гг., а также данные предшествующих МВ зондирований [Рокитянский и др., 1981; Wybranec et al., 1999]), дала пленочная, квази-3D инверсия МВ параметров по программе [Kováčiková et al., 2005] (рис. 2.82, а).

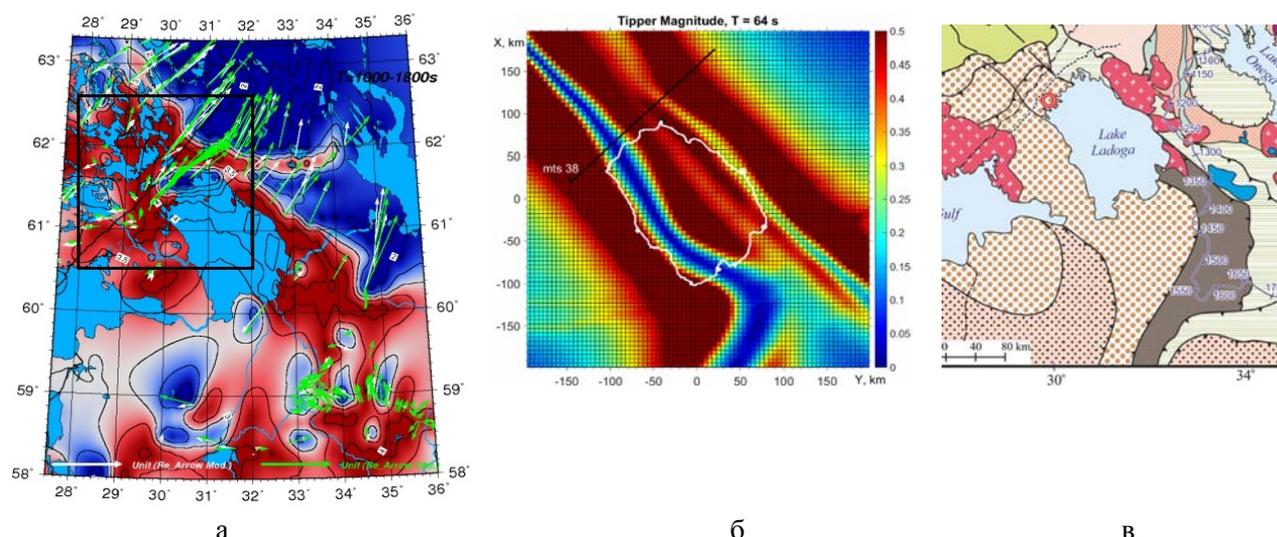


Рис. 2.82. Представления о пространственном распределении структур аномальной коровой электропроводности в регионе Приладожья:

а – распределение интегральной электропроводности в тонком слое на глубине 15 км (по цветовой шкале в $I_g(S, \text{См})$ и действительные вектора индукции: наблюдаемые (белые) и подобранные (зеленые) в конвенции Визе (в направлении «от проводника») для $T = 1000\text{--}1800$ с (результат пленочной 3D инверсии по программе [Kováčiková et al., 2005] ансамбля региональных МВ данных); масштаб длин векторов задан показанными единичными векторами; б – распределение амплитуд действительного типпера W_z для $T = 64$ с, полученное с помощью 3D ЭМ моделирования по программе [Mackie et al., 1994] для объемной прогнозной модели электропроводности области ЛА [Golubtsova et al., 2017]; в – фрагмент геологической карты докембрийского фундамента БЕК (осадочный чехол удален) по [Мицн и др., 2018] (дополнения к легенде, представленной на рис. 2.77 для скрытых под осадочным чехлом структур: коричневый и желтый с черным крапом – гранулитно-гнейсовые пояса Лапландско-Среднерусского коллизионного орогена; синий – тела габбро, пироксенитов, анортозитов, выделенные по геофизическим данным)

Опыт геологической интерпретации новых данных о глубинной электропроводности Ладожской аномалии*

Обобщенные данные о физических свойствах горных пород Приладожья

Содержательная геологическая интерпретация данных магнитотеллурических зондирований невозможна без привлечения комплекса других геофизических данных и сведений о физических свойствах горных пород изучаемого региона. Специальные исследования Рабочей группы LADOGA физических свойств пород Приладожья были крайне ограниченными, поэтому нами использовались литературные данные, результаты анализа которых приведены ниже.

Систематические петрофизические исследования проводились на российской, восточной, части Фенноскандинавского (Балтийского) щита с начала 60-х годов, главным образом, силами ВСЕГЕИ, ИФЗ РАН, геологических институтов Карельского и Кольского научных центров РАН, СПбГУ, СПбГГУ [Геофизические..., 1968; Физические..., 1974; Петрофизическая..., 1976; Методика и техника..., 1977; Петрофизические исследования..., 1985; Петрофизика древних..., 1986]. Составленные под руководством Н. Б. Дортман петрофизические карты [Петрофизические..., 1980] и сегодня используются как наиболее полное обобщение полученных сведений о магнитных и плотностных параметрах горных пород региона. Ключевыми этапами в дальнейшей истории изучения физических свойств и состава горных пород этого региона явились постановки Кольской сверхглубокой и Онежской параметрической скважин [Кольская..., 1984, 1998; Онежская..., 2011]. На протяжении последующих десятилетий полученная база знаний о физических свойствах и составе пород дополнялась и анализировалась многими исследователями, среди которых наиболее значимыми для изучения Приладожья являются работы Н. Т. Кищенко [1991] и А. С. Гришина [1991] по юго-восточной части щита. Практически единственным достижением региональных петрофизических исследований недавнего времени стала созданная ГГУП «Минерал» цифровая база данных по образцам, отобранном в разное время на территории Кола-Карелии. Однако она покрывает лишь отдельные области, которые были важны для решения тех или иных геологоразведочных задач, и оставляет большой простор для продолжения планомерных современных петрофизических исследований остальных восточных территорий щита.

* Работа выполнена и профинансирована в соответствии с Государственной Программой научных исследований РФ № 0135-2019-0036 и является также вкладом в Программу исследований Президиума РАН «Фундаментальные проблемы геолого-геофизического изучения литосферных процессов».

На сегодняшний день, несмотря на долгую историю изучения востока Фенноскандинавского щита, петрофизические данные о породах области Приладожья по-прежнему довольно скудны. Это связано с тем, что основное внимание исследователей ранее было сфокусировано на промышленно освоенных минерагенических областях северо-востока региона. Кроме этого, процесс регулярного отбора образцов пород на этой территории щита затруднен из-за большей распространенности и увеличенной мощности осадочных и флювиогляциальных пород, а также большой площади акватории.

Петромагнитная и петроплотностная карты масштаба 1 : 100 000, составленные под ред. Н. Б. Дортман [Петрофизические..., 1980], на сегодня остаются важнейшим источником систематизированной информации об этих петрофизических свойствах пород Приладожья, хотя оно и охарактеризовано в них существенно слабее других регионов восточной части щита из-за ограниченного количества полевых данных, имевшихся в распоряжении автора. В основу этих карт легли материалы многолетнего изучения более 200 000 образцов пород региона. Кроме этого использовались расчетные данные о намагниченности пород по картам аномального магнитного поля. Легенды карт выделяют петрофизические группы в рамках геологических формаций в соответствии с вариацией минерального или химического состава пород и процентного соотношения породообразующих минералов. Дифференцируемость физических свойств пород в пределах различных крупных сегментов земной коры щита, обусловленная особенностями проявления мантийных и коровых процессов и термодинамических режимов, определила существенное совпадение предложенного авторами петрофизического районирования щита с тектоническим. По совокупности петрофизических параметров по Восточному Фенноскандинавскому щиту были выделены пять мегаблоков: Мурманский, Кольский, Беломорский, Карельский и Ладожский. Внутри мегаблоков по различию плотностной и магнитной характеристик отчетливо выделяются крупные архейские блоки и прогибы, раннепротерозойские троговые структуры и синклинорные зоны. Через территорию Приладожья проходит граница между юго-западной частью Карельского и Ладожского блоков.

Другую, более подробную схему блокового строения Южной Карелии в соответствии с петрофизическими параметрами и характером геофизических полей предлагает в своей работе Н. Н. Колесник [1985]. Делая вывод о наличии сводовых поднятий поверхности Мохо до 30–35 км в пределах Ладожского и Онежского мегаблоков, он предполагает также дальнейшее разбиение последних на более мелкие погруженные или опущенные блоки. На территории Приладожья это Салминский и Выборгский блоки сиалического типа с мощным гранитным слоем массивов калиевых гранитов, в том числе рапакиви с $\sigma = 2.55\text{--}2.65 \text{ г/см}^3$; Ладожский блок фемического типа, характеризующийся базификацией коры и редуцированным гранитным слоем диорит-эндербитового ряда с $\sigma = 2.75\text{--}2.85 \text{ г/см}^3$; Суоярвинский блок длительного воздымания с мощным гранитным слоем, $\sigma = 2.58\text{--}2.62 \text{ г/см}^3$. Подтверждением такого деления, по мнению Н. Н. Колесника, является резкая контрастность чередующихся положительных и отрицательных аномалий гравитационного поля и наличие крупных магнитных аномалий высокой интенсивности.

Легенды петрофизических карт группируют породные ассоциации в рамках геологических формаций в соответствии с вариацией минерального или химического состава, а также процентного соотношения породообразующих минералов. Эти закономерности в определенной мере отличаются от закономерностей изменения физических свойств пород, и выделяемые исследователями петрофизические группы могут характеризоваться довольно широкими диапазонами изменения намагниченности и плотности. Поэтому, как предупреждает Н. Б. Дортман, осреднение физических характеристик по породным комплексам нередко может являться причиной наблюдаемого кажущегося несоответствия геологических карт с картами геофизических полей. В связи с этим возможна ошибочная глубинная атрибуция некоторых гравитационных и магнитных аномалий, вызванных в действительности латеральными изменениями физических свойств в рамках одной группы. В то же время наличие в пределах единой геофизической аномалии областей распространения различных пород, характеризующихся высоким контрастом петрофизических параметров, может определенно свидетельствовать о погружении определяющих эту аномалию породных комплексов под уровень современного эрозионного среза. Рис. 2.83, на котором приведен фрагмент петроплотностной карты с наложенными изолиниями гравитационного поля, иллюстрирует явную корреляцию и конформность наблюдаемых в Северном Приладожье положительных гравитационных аномалий и областей выходов на поверхность породных комплексов диорит-чарнокитовой, габбро-диоритовой и габбро-амфиболитовой формаций, а продолжения аномалий за пределы контуров обнажений этих плотных пород свидетельствуют об их распространении на глубину. В целом для Приладожья характерна достаточно высокая контрастность физических свойств пород наиболее крупных структурно-формационных комплексов, поэтому даже их осредненные параметры имеют заметные различия и в совокупности с дополнительной геолого-геофизической информацией могут эффективно использоваться для атрибуции аномалий геофизических полей и построения различных корреляционных зависимостей при создании региональных комплексных геофизических моделей.



Рис. 2.83. Фрагмент петроплотностной карты с легендой (по [Петрофизические..., 1980]) и наложенными изолиниями гравитационного поля м-ба 1 : 1 000 000 (синие – положительные, черные – отрицательные). Неокрашенная область – схематический контур Ладожского озера

В рамках работы по составлению комплексной геофизической модели Приладожья проводился корреляционный анализ потенциальных полей в сопоставлении с детальными современными представлениями о геологическом строении региона исследований [Куликов и др., 2017].

По результатам этого анализа выделены четыре характерных кластера в распределениях гравитационного и магнитного полей (рис. 2.84): (1) – области слабых отрицательных гравитационных аномалий

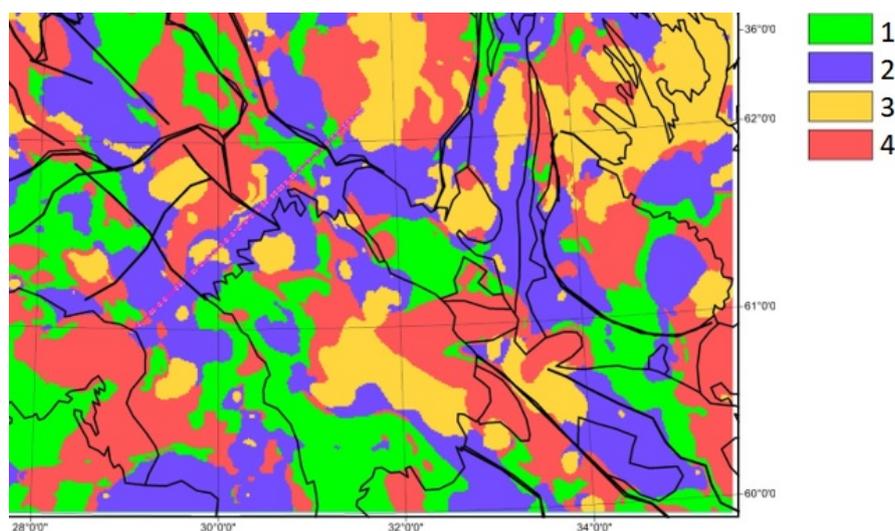


Рис. 2.84. Результаты кластеризации по параметрам магнитного и локального гравитационного полей м-ба 1 : 1 000 000 для региона Приладожья, полученные с использованием адаптивного нейросетевого алгоритма, реализованного в системе ГисИнтегро [Черемисина и др., 2018]. Границы породных комплексов и тектонические линии нанесены согласно врезке рис. 2.77. Красной линией схематично показано положение профиля МТ-МВ зондирования Выборг – Суоярви. Описание кластеров приведено в тексте настоящего раздела

и сильных магнитных, создаваемых породами архейских тоналитовых комплексов, сильно переработанных в протерозое; биотитовыми гнейсами, кристаллосланцами калевия; (2) – положительные гравитационные аномалии и слабоотрицательные магнитные, обусловленные габбродиоритами и гранитными комплексами калевия; людиковийские вулканогенно-осадочные породы; (3) – сильные магнитные аномалии на фоне нулевого гравитационного эффекта, приуроченные к гранитам и гранулитам калевия и метаморфизированным кварцитам более раннего возраста; (4) – слабые отрицательные магнитный и гравитационный эффекты могут наблюдаться у архейских гранитов и плагиогранитов, а также различных пород калевийского возраста: гранодиоритов, монцодиоритов, габбро и др.

Одна из первых попыток создать базу данных по электрическим свойствам горных пород для Карелии принадлежит авторам работы [Клабуков, Голод, 1979], использовавшим результаты проведения параметрических ВЭЗ и измерений образцов, отобранных на обнажениях. Позднее обзор материалов этой базы с расширениями был дан в [Клабуков, 2006]. По усредненным значениям удельных электрических сопротивлений (УЭС) была установлена существенная дифференциация величин УЭС горных породы по литотипам. Породы региона были разделены на три основные классификационные группы: (1) – породы высокого сопротивления – 6–20 тысяч Ом·м – граниты, гнейсы, гранодиориты, габбро, пироксениты, диабазы и др.; (2) – с более низким сопротивлением – 2–4 тысячи Ом·м – филлитовые сланцы, кварцито-песчаники, кварц-карбонатные сланцы, серпентиниты, метаперидотиты и породы первой группы при нахождении в тектонических зонах; (3) – проводники – 0.01–200 Ом·м – пирит-пирротиновые руды, шунгит и графитсодержащие сланцы и гнейсы.

Актуальное для своего времени обобщение материалов по электрическим свойствам горных пород области сочленения Балтийского щита и Русской платформы было сделано в отчете ЗАО КЦ «Росгеофизика» [Скопенко и др., 2002], анализирующем результаты сейсмических и магнитотеллурических зондирований на региональном геотраверсе «Гдов – Спасская Губа».

Обобщенные данные о физических свойствах горных пород Приладожья, используемые в ходе геолого-геофизической интерпретации материалов региональных геоэлектрических исследований, сведены в табл. 2.3.

Таблица 2.3

Сводная рабочая таблица физических свойств горных пород, используемая при комплексной геолого-геофизической интерпретации МТ данных по региону Приладожья, составленная на основе петромагнитной и петроплотностной карт [Петрофизические..., 1980] с привлечением результатов других исследований как по петромагнитным, так и по электрическим свойствам (см. текст настоящего раздела) (колонки возрастов и петрологии по [Куликов и др., 2017])

Возраст пород	Типы пород	Петрофизические свойства			
		ρ, Ом·м	α, 10 ⁵ ед. СИ	плотность, г/см ³	
PR	Верхний рифей	Тагамиты	50–400	0–40	2.7–2.75
	Нижний рифей	Рапакиви-гранитный комплекс, выборгиты	1000–10 000	0–40	2.55–2.65
	Вепсий	Монцогаббро, сиениты, граниты, калиевые ультрабазиты	5000–10 000	240–550	2.6–2.65
	Калевий	Биотитовые гнейсы, кристаллосланцы	1000–5000	0–40	2.6–2.65
		Калиевые граниты	1000–10 000	600–1200	2.7–2.8
		Эндербиты, чарнокиты, гранулиты	5000–20 000	1200–2400	2.7–2.75
		Диориты, габбродиориты, тоналиты	5000–20 000	240–550	2.85–2.9
		Монцодиориты, гранодиориты, граниты	5000–20 000	0–120	2.6–2.7
		Тоналиты, диориты, габбродиориты	6000–20 000	1200–2400	2.8–2.85
		Монцодиориты, габбро, пироксениты	5000–10 000	0–120	2.65–2.7
		Граниты, мегматит-граниты, гнейсограниты	10 000–20 000	120–550	2.65–2.75
	Кварциты, песчаники и их метаморфизированные аналоги	1200–3000	10–1400	2.6–2.65	
	Людиковий	Нерасчлененные вулканогенно-осадочные породы	1–500	40–120	2.9–2.95
	Ятулий	Ангидрит-магнетиты	10 000–100 000	0–100	2.9
Доломиты, песчаные доломиты		1000–10 000	0–100	2.82–2.9	
	Архейские комплексы, интенсивно переработанные в палеопротерозое, тоналиты, гранодиориты	3000–10 000	0–40	2.6–2.65	
AR	Неоархей	Железистые кварциты	10–200	40–120	2.65–3
	Мезоархей	Тоналиты, гранодиориты	6000–20 000	0–120	2.6–2.7
		Диориты, тоналиты, мигматит-плагиограниты	1000–10 000	0–120	2.6–2.65
		Филлиты, сульфидизированные породы, графитизированные породы	10–100	3–128	2.6–3

Анализ имеющихся представлений о природе повышенной электропроводности коры ЛБЗ

Палеопротерозойские мегаблоки докембрийских кратонов и приграничные шовные зоны были порождены взаимодействием древних, стабилизировавшихся в основном в раннем-среднем архее микроконтинентов с окружающими их в раннем протерозое океаническими структурами [Hoffman, 1988; Korja et al., 2006; Минц и др., 2010]. Формации шовных зон накапливались в межконтинентальных бассейнах с корой океанического типа, континентальных склонах и шельфах, в примыкающих к ним эпиконтинентальных бассейнах. В ходе аккреционных процессов палеопротерозоя при участии активного массо- и флюидопереноса были сформированы эти сложно построенные и имеющие глубокие корни геологические образования. В их состав вошли супра- и инфракрустальные породные комплексы, обогащенные графитом, сульфидами, окислами металлов, образовавшимися в ходе метаморфических преобразований вулканогенно-осадочных толщ, а также в результате осаждения из горячих глубинных флюидов, в период активных мантийно-коровых взаимодействий поднимающихся по проницаемым разломным зонам. Возникшие таким образом и мало измененные до настоящего времени разномасштабные электронно-проводящие структуры обладают большой интегральной проводимостью и высокой контрастностью. Они имеют широкое распространение в пределах всего Балтийского щита и служат яркими маркерами древних структурно-вещественных комплексов, будучи доступными для изучения, в том числе и на глубине с помощью электромагнитных методов геофизики [Ковтун и др., 2004; Клабуков, 2006; Фельдман, Эринчек, 2009]. На верхних этажах земной коры они вскрыты скважинами: так, первый километр, пройденный к 1984 г. в скважине Оутокумпу в пределах крупного рудного района Финляндии, насчитывает интегральную электропроводность в 3400 См в 4 толщах графитовых сланцев общей мощностью 136 м [Korja et al., 2002]. Свидетельства о неоднократном пересечении графитоносных супракрустальных слоев при проходке к 2010 г. следующих 1500 м даны в [Kukkonen, 2011]. О распространении связных графитоносных толщ в более глубинных, включая среднюю и нижнюю кору, горизонтах свидетельствуют данные МТЗ в пределах Лапландского гранулитового пояса и Ладожско-Ботнической зоны [например, Korja et al., 1996, 2002; Vaittinen et al., 2012; Минц и др., 2018].

Без сомнения, в электропроводность верхних горизонтов коры Фенноскандии вклад вносят и ионно-проводящие агенты – соляные растворы, которые образуются в результате взаимодействия с минеральным скелетом горных пород метеорных вод, проникающих вглубь коры по ослабленным (разломным, трещиноватым) зонам. В пользу существования в восточной части Фенноскандинавского щита фрагментарного ослабленного слоя с субгоризонтальной трещиноватостью (сейсмического волновода) на глубинах 8–12 км, нередко совпадающего с зоной повышенной электропроводности, свидетельствовал ряд исследований [Каракин и др., 2003; Ковтун и др., 2004 и др.].

Подобные проводники реологической природы могут иметь широкое распространение и встречаться в различных формационных комплексах: так, в фундаменте ВЕК они отмечались на территории Белоруссии [Файнберг и др., 1998], а на территории палеозойской Западно-Европейской платформы – в пределах различных формационных зон [Stoll et al., 2000 и ссылки в ней]. Глубокая скважина германской программы КТВ вскрыла проводящий слой на глубине 7–8 км в сложенном кристаллическими сланцами варисцинском фундаменте Богемского массива. При этом была выявлена сильная проработка всех трещиноватых слоев (в том числе и сейсмического рефлектора – крупной наклонной разломной зоны, секущей флюидизированную субгоризонтальную) графитизацией и сульфидизацией. Совокупный эффект этих электронных проводников и ионной проводимости флюида определил интегральные параметры горизонта повышенной электропроводности [Nover et al., 1998; Stoll et al., 2000].

Зоны повышенной проницаемости и водонасыщенности с инверсией скоростей в интервале глубин 3–9 км экспериментально подтверждены также Кольской сверхглубокой скважиной, Онежской и Молоковской параметрическими скважинами [Кольская..., 1984; Шаров, 2012]. Во всех скважинах в кристаллическом фундаменте встречены высокопроводящие слои, обусловленные графитизацией, сульфидизацией (вкрапления рудных минералов до 20 и даже 40 %), а нередко и минерализованными водными флюидами. Пористость пород в трещиноватых слоях возрастает до 1 % против 0.5 % в более консолидированных толщах в интервале глубин 0.8–4.5 км. Ниже глубины 9 км количество и мощность этих слоев, содержащих свободный водный флюид, резко уменьшаются, а породы вне зон трещиноватости становятся практически непроницаемы.

Вклад в увеличение электропроводности коры современных «ювенильных» водных флюидов (мантийных или производных глубинных метаморфических преобразований, играющих большую роль в повышении коровой проводимости геодинамически активных регионов) уверенно оценить, в частности

для области Приладожья, достаточно сложно. Однако, принимая во внимание низкий уровень регионального теплового потока (20–35 мВт/м² [Artemieva, Shulgin, 2015]) и довольно низкие оценки температур и давлений в недрах Приладожья, получаемые при моделировании теплового поля Восточной Фенноскандии (250 °С на глубинах 20 км, 460–500 °С на поверхности Мохо [Glaznev et al., 2015]), эту компоненту суммарной электропроводности коры не приходится считать значимой. Высказываемые предположения о современной активизации отдельных областей щита [Гордиенко и др., 2006] так и остались на сегодня не вполне обоснованными.

Даже если предположить возможность определенной вариации глубины залегания реологически-ослабленных, обводненных слоев в других, не изученных глубоким бурением областях Балтийского щита, обсуждаемая ранее [Ковтун и др., 2004], а иногда и в последнее время [Жамалетдинов и др., 2018] гипотеза о флюидной природе проводников, фиксируемых МТ/МВ зондированиями на уровнях ниже 10–12 км, представляется маловероятной. Для обеспечения наблюдаемых величин удельной и интегральной проводимости глубинных аномально проводящих структур Фенноскандии ($\sigma > 1 \text{ См}\cdot\text{м}^{-1}$, $S = 10\,000 \text{ См}$ и более [Korja et al., 1996, 2002; Hielt et al., 2006; Соколова и др., 2017]), согласно оценкам, аналогичным [Li et al., 2003], даже при учете температуры и использовании максимально возможной удельной электропроводности рассолов, придется предположить существование на глубинах порядка 15–20 км км слоя более чем километровой мощности с пористостью, превышающей 10 %, что представляется нереалистичным.

Поэтому, допуская, что оба типа электропроводности могут быть «ответственными» за наблюдаемые вдоль ЛБЗ цепочки аномалий повышенной проводимости, «двухъярусную» гипотезу геоэлектрического строения коры (электронные верхнекоровые, приповерхностные, проводники, глубинные – ионные, флюидные), по-видимому, стоит инвертировать и признать вклад электронных проводников на нижних этажах коры существенно большим, чем стремительно падающий с глубиной вклад флюидов [Korja et al., 2002; Vaitinen et al., 2012; Минц и др., 2018 и др.].

Геологическая интерпретация разреза сопротивлений по линии Выборг – Суоярви-2 и имеющихся МВ данных по юго-востоку области ЛА

В ходе проведенного раунда двумерных инверсий на материалах синхронного профильного МТ-МВ зондирования Выборг – Суоярви-2 была достигнута существенно большая, по сравнению с предшествующими исследованиями, детальность разрешения геоэлектрического разреза ЛА, которая позволила приступить к его геологической интерпретации. Серия полого погружающихся к юго-западу неоднородно-проводящих горизонтов в верхней и средней коре, выходящих на поверхность в местах картирования известных разломов, оказалась наиболее яркой и устойчивой общей чертой всех получаемых решений обратной задачи, как частичных – по отдельным компонентам, так и мультикомпонентных (рис. 2.79, 2.80 [Соколова и др., 2017; Таран и др., 2017; Rokityansky et al., 2018]).

В силу недостатка материалов площадных зондирований 3D инверсия, проведенная, в основном, на ансамбле МТ/МВ данных профиля Выборг – Суоярви, дополненных ограниченными МВ данными по прилегающей территории Финляндии, не смогла дать устойчивого разрешения верхнекоровых структур ЛА вне профиля. Однако она подтвердила присутствие существенно линейного мощного глубинного проводника в ЮЗ части профиля В-С-2, а также в целом близкую к полученной в 2D инверсии (хотя и менее разрешенную в силу специфики 3D алгоритма) картину полого-падающей практически с поверхности (от AR-PR границы) проводящей зоны и значительного увеличения ее мощности при достижении глубин около 20 км (рис. 2.81) [Таран и др., 2017].

В работе [Минц др., 2018], посвященной моделированию глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена, были использованы материалы объемного плотностного моделирования, данные МОВ-ОГТ и МТЗ по территории центральной части Фенноскандинавского щита, а для построения сечения глубинной модели орогена в Северном Приладожье – материалы МТ/МВ зондирований по линии Выборг – Суоярви. При этом интерпретировалась модель разреза сопротивлений (рис. 2.79), построенная в рамках консервативного «детерминантного» подхода, как правило, обеспечивающего стабильное (в меньшей степени зависящее от 3D искажений) построение достаточно разрешенного разреза глубинной электропроводности под линией конкретного профиля. Для ее интерпретации привлекались также сечения 3D плотностной и магнитной (данные детальной магниторазведки) моделей и аналогии с результатами анализа структуры коры на участке геотраверса 1-ЕВ в ЮВ Приладожье [Минц и др., 2010].

Построенная геологическая модель (рис. 2.85) трактует anomalously проводящую структуру ЛА не как единый компактный объект, а как совокупность проводников различного вещественного состава и геолого-тектонической приуроченности. На среднекоровых уровнях проводники представляют собой неоднородно-проводящие наклонные слои с единым ЮЗ пологим падением (подтверждаемым в [Минц и др., 2018] соответствующим разрезом плотностной модели [Glaznev et al., 2015]), по-видимому, являющиеся надвиговыми зонами, сформированными вдоль позволяющих облегченное проскальзывание графитосодержащих супракрустальных формаций и реализующими транспортировку (надвиг) свекофеннид на перикратонную область Карельского кратона. На более высоких уровнях их падение становится круче, и они сливаются с распознаваемыми на поверхности крупными древними разломными зонами (включая реактивированные неотектоническими процессами вдоль границ Ладожско-Ботнической зоны), где возможно присутствие и минерализованной метеорной воды, обеспечивающей добавочную компоненту ионной проводимости.

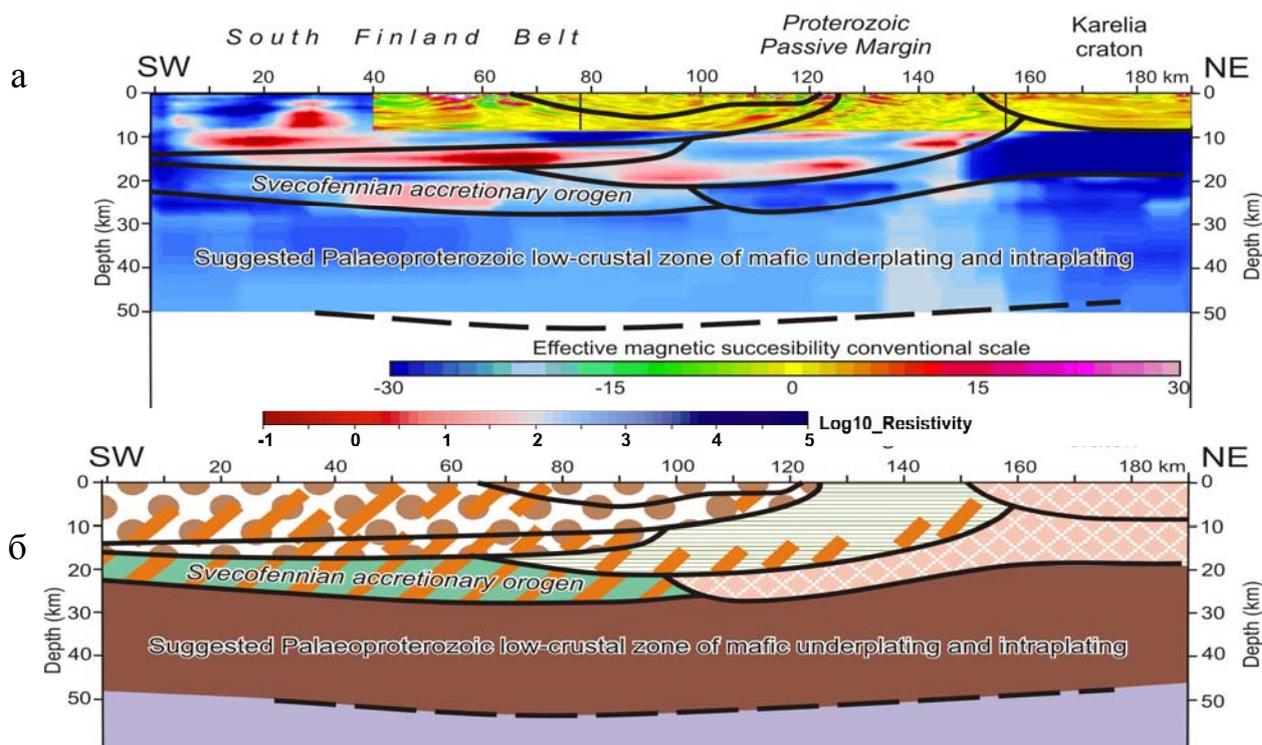


Рис. 2.85. Геологический разрез по линии Выборг – Суоярви-2, суммирующий комплекс геологических и геофизических сведений [Минц и др., 2018]:

а – глубинный разрез электрического сопротивления (в соответствии с логарифмической цветовой шкалой, $Lg(R_0, \text{Ом}\cdot\text{м})$), совмещенный с сечением верхнекоровой модели эффективной магнитной восприимчивости и с нанесенными тектоническими границами, выделенными с учетом данных геологического картирования и плотностной модели [Glaznev et al., 2015]; б – интерпретационный геологический разрез. Легенда геологического разреза – на рис. 2.77

В ЮЗ части разреза на глубинах 15–25 км наблюдается существенное увеличение суммарной мощности (интегральной проводимости) проводящих структур, по-видимому формирующих обнаруженную в ходе пионерских зондирований в регионе Приладожья низкочастотную магнитовариационную Ладожскую аномалию [Рокитянский и др., 1981]). Вероятно, она обусловлена увеличением суммарного объема прослоев кристаллического графита ($\rho < 0.01 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) в глубоко метаморфизованных толщах Южно-Финляндского гранулитогнейсового пояса, возможно, сходных с эксгумированными формациями Лапландского гранулитового пояса ($\rho < 0.001 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) [Korja et al., 1996]. На поверхности в Лахденпохском блоке (например, на графитовом месторождении Ихала) вплоть до зоны Мейери графитизированные толщи встречаются в пластинах метаморфитов, тектонически транспортированных/надвинутых на структуры свекофеннского орогена и Раахе-Ладожской зоны [Балтыбаев и др., 2006; Минц и др., 2018].

В верхней коре (5–7 км) СВ части профиля В-С-2 выявляются чашеобразные проводящие структуры, находящиеся в хорошей корреляции с картиной распределения аномальной магнитной восприимчивости (рис. 2.80, 2.85), а также с данными геологического картирования на территории Северного

Приладожья, прослеживающего по маркирующим горизонтам сульфидных сланцев, сопровождающих калевийский вулканизм, пологие складки супракрустальных толщ ладожской серии [Свириденко и др., 2017]. Их совокупность характеризует верхнекоровую структуру Раахе-Ладожской зоны вкрест ее шириной более чем 50 км.

Для интерпретации разреза сопротивлений в характеризующейся повышенной мощностью нижней части коры (интервал глубин от 20–25 до 55 км) мы воспользовались корреляцией с глубинным разрезом по геотраверсу 1-ЕВ, который пересекает продолжение Южно-Финляндского пояса под осадочным чехлом Русской платформы непосредственно к югу-востоку от Ладожского озера [Минц и др., 2010, Глава 4; Mints et al., 2015, Chapter 12]. В интервале пикетов 1350–1550 км геотраверса в пределах указанных глубин кора насыщена интенсивными отражениями и представляет собой типичную зону рефлексивити [Минц и др., 2010]. Результаты анализа геологической карты, сейсмических образов коры и данных о составе и возрасте глубинных ксенолитов определили параметры модели нижнекоровой области, образованной основными гранулитами и насыщенной палеопротерозойскими мафитовыми интрузивами преимущественно габбро-анортозитового состава [Минц и др., 2010, Глава 3; Mints et al., 2015, Chapter 8]. Эти породы при температурах и давлении, характерных для нижней коры древних кратонов, могут обладать электрическими сопротивлениями, близкими к полученным на профиле Выборг – Суоярви (5000–500 Ом·м). Проведенная аналогия позволяет дать соответствующую интерпретацию нижнему уровню геоэлектрического разреза на рис. 2.85.

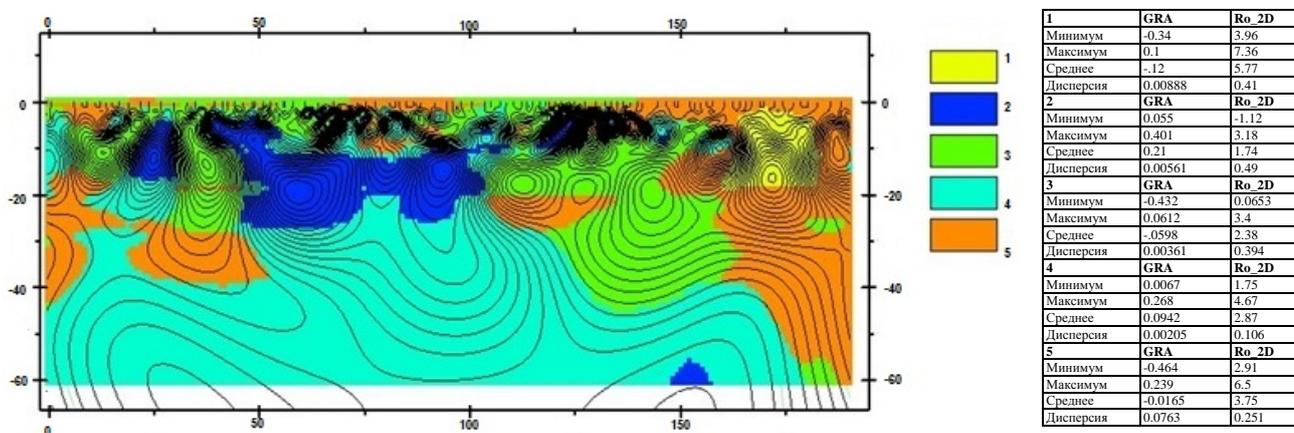


Рис. 2.86. Двухпризнаковая (сопротивление/плотность, Ro_2D/GRA) кластеризация разреза земной коры по профилю МТЗ Выборг – Суоярви-2

Разрез сопротивлений получен в результате 2D детерминантной инверсии данных МТЗ (рис. 2.79), а представленный в изолиниях плотностной разрез – как сечение объемной модели избыточной плотности, построенной по результатам трехмерной инверсии региональных гравитационных данных 1 : 1 000 000 средствами ГИС INGTEGRO (см. раздел 2.4). Характеристики кластеров (в lg Ом·м и относительных плотностных единицах) приведены в таблице справа, а описание – в тексте настоящего раздела

Роль гранулитовых толщ в формировании мощного проводника в средней коре западной и центральной частей профиля Выборг – Суоярви подтверждают результаты совместного кластерного анализа подобранного распределения электропроводности горных пород и оценок их избыточной плотности по соответствующим разрезам (рис. 2.86). В результате этого анализа были выявлены пять петрофизических кластеров, согласно табл. 2.3. Первый кластер включает непроводящие породы пониженной плотности, которые, вероятнее всего, могут быть представлены гранитоидными рапакиви-комплексами, соответствующими суоярвинскому блоку легких плагиомикроклиновых гранитов. Второй тип – проводящие сверхплотные области; согласно петрофизическим исследованиям [Голод и др., 1979] они могут быть соотнесены с графитсодержащими сланцами и гнейсами гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Третий – метаморфизованные и переработанные гранитные комплексы, биотитовые гнейсы, диориты [Петрофизические..., 1980]. Четвертый тип – породы диорит-эндербитового ряда, обладающие сравнительно большой плотностью [Петрофизические..., 1980] и малой проводимостью [Голод и др., 1979]. Последний, пятый, объединяет по совокупности непроводящие образования средней плотности разной природы – на северо-востоке Приладожья они могут являться частью архейского плагиогранитного выгозерского комплекса [Свириденко и др., 1979], а в западной части – относиться к протерозойским гранитоидам.

Проведенная комплексная геолого-геофизическая интерпретация разреза сопротивлений по линии Выборг – Суоярви (рис. 2.85) заметно прояснила природу и структуру проводящих объектов ЛА в Северном Приладожье, а также послужила в итоге существенной опорой при создании модели глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена и сопредельных тектонических структур (Карельского кратона и Южно-Финляндского гранулитогнейсового пояса), построенной по геологическим, сейсмическим и геоэлектрическим данным в [Минц и др., 2018] и представленной на рис. 2.87, заимствованном из этой работы.

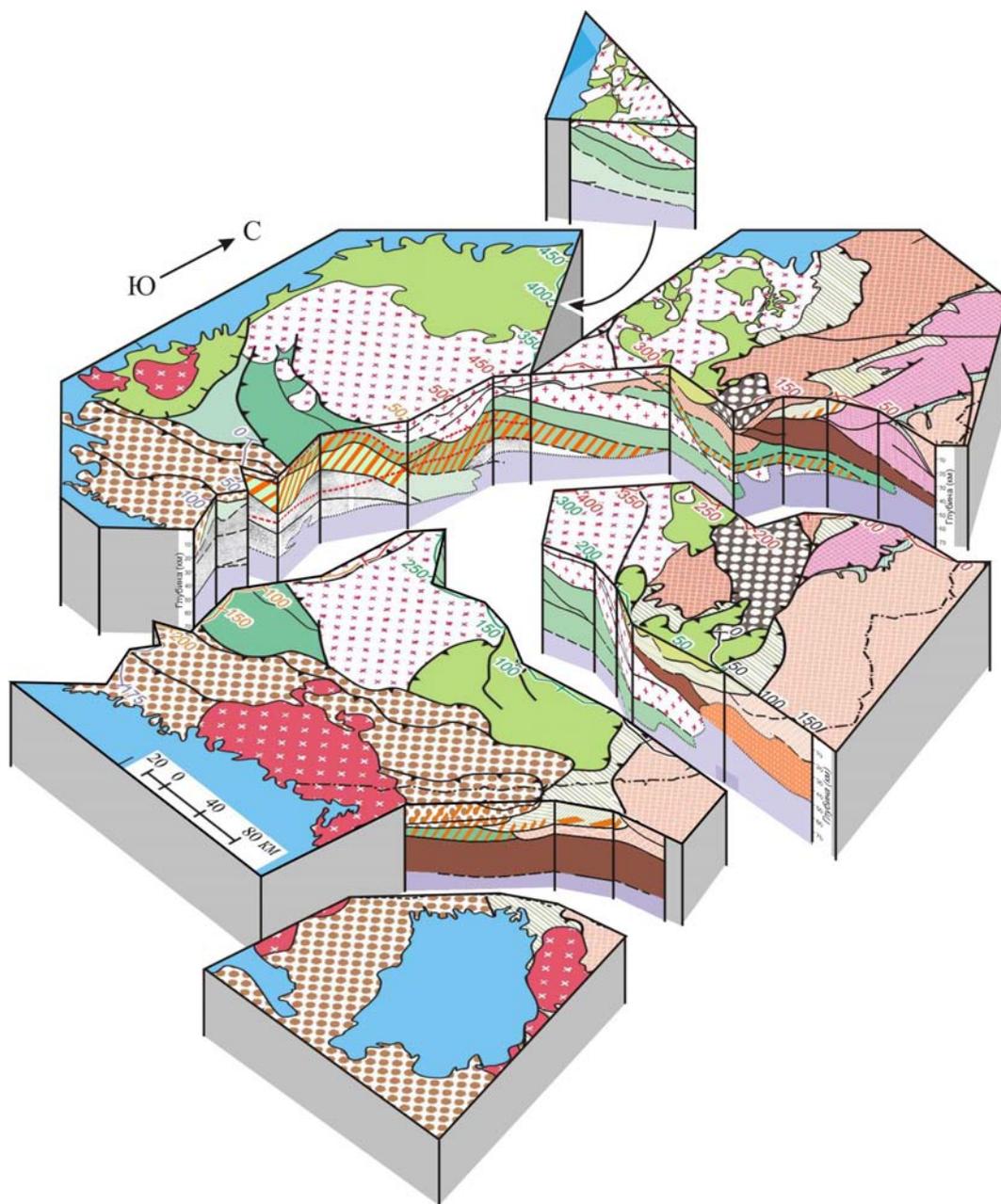


Рис. 2.87. Трехмерная модель (блок-диаграмма) глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена и сопредельных тектонических структур – Карельского кратона и Южно-Финляндского гранулитогнейсового пояса, построенная по геологическим, сейсмическим и геоэлектрическим данным в [Минц и др., 2018]

Оранжевая штриховка – области в разрезах земной коры, имеющие повышенную электропроводность (в Центральной Финляндии – по линиям сейсмического профиля МОГТ FIRE-1-2а [Kukkonen, Lahtinen, 2006], соотнесенного с магнитотеллурическими профилями SVEKA [Korja et al., 2002] и MT-FIRE [Vaitinen et al., 2012]); в Северном Приладожье – по линии магнитотеллурического профиля Выборг – Суоярви-2 [Соколова и др., 2016]. Остальные условные обозначения приведены на рис. 2.77

Разрешение структуры разреза сопротивлений по профилю В-С-2 в совокупности со сведениями о характере пространственного поведения МВ откликов по всей области Ладожской аномалии электропроводности (включая результаты МТ/МВ работ на геотраверсе 1-ЕВ [Берзин и др., 2002] и новейшие результаты зондирований 2016–2017 гг. в ЮЗ Приладожье, рис. 2.82, а [Golubtsova et al., 2017; Rokityansky et al., 2018]) позволили продвинуться в понимании картины расположения аномально проводящих «ветвей» ЛА в Приладожье в целом. Пленочная 3D инверсия сводного ансамбля МВ данных по площади ЛА выявляет две ветви коровых проводников, разделенных изолирующей областью на профиле В-С-2 и менее разрешенных (возможно, из-за малого количества данных) на ЮВ берегу. На основе этих сведений в построение первой прогнозной объемной модели коровой электропроводности области ЛА [Golubtsova et al., 2017] была заложена гипотеза пространственного поведения двух «эффективных» проводников (СВ верхне-средне-коровый, условно «метаосадочный», и ЮЗ среднекоровый, условно «гранулитовый»), отклики которых на $T = 64$ с представлены на рис. 2.82, б. Моделирование показало, что для такой модели с увеличением периода влияние СВ проводника ослабевает, и уже на периоде ~ 1000 с вся аномальная зона проявляется как один мощный ЮЗ проводник – именно он и был выявлен длиннопериодными МВ зондированиями [Рокитянский и др., 1981, 2017]. Сравнение рис. 2.82, а, б, в демонстрирует пространственную корреляцию проводников с конфигурацией гранулитового пояса и простираением Раахе-Ладожской зоны.

Заключение

За последнее десятилетие в центральной и ЮВ частях Фенноскандинавского щита финскими и российскими исследователями с применением современных технологий магнитотеллурического зондирования были получены новые сведения о глубинном геоэлектрическом строении Свекофеннского аккреционного орогена, Карельского кратона, а также соединяющей их Ладожско-Ботнической подвижной зоны [Vaittinen et al., 2012; Соколова и др., 2016]. В результате сопоставления этих материалов, а также опубликованных ранее геоэлектрических разрезов, пересекающих ороген в непосредственной близости от профиля FIRE-2-2a-1 [Korja et al., 2002], с данными геологического картирования было показано, что в исследуемом регионе повышенная электропроводность связана с электронно-проводящими породами, включающими значительную примесь графита, часто с примесью сульфидов. При этом, исходя из геотермических, геодинамических сведений, а также непосредственных данных глубокого бурения, вклад ионной проводимости (водные флюиды) был оценен как значимый только до глубин 8–10 км. В то же время присутствие графитизированных пород было признано возможным во всем рассматриваемом диапазоне коровых глубин. Скрытокристаллический и/или неполнокристаллический графит присутствует в осадочных породах низкой и умеренной степени метаморфизма в верхних горизонтах коры (пассивная окраина Карельского кратона), а крупно- и среднечешуйчатый графит более характерен для гранулитов, претерпевших метаморфизм высоких стадий на больших глубинах (парагранулиты Южно-Финляндского пояса). В свою очередь, совмещение данных об электропроводности пород со структурным «скелетом» коры на сейсмических разрезах, пересекающих Свекофеннский ороген [Минц и др., 2018], во-первых, продемонстрировало хорошую корреляцию некоторых сейсмических и геоэлектрических особенностей и тем самым обеспечило «кросс-верификацию» результатов двух независимых методов, а, во-вторых, позволило более достоверно разделить погружающиеся на глубину тектонические пластины, сложенные вулканогенно-осадочным комплексом, и пластины, образованные гранитоидами. По аномалиям электропроводности также были выделены графитсодержащие осадочные породы, слагающие «слепые» (не достигающие поверхности) пластины аккреционного комплекса в сечении профилем FIRE-2-2a-1.

При построении объемной модели глубинного строения земной коры в Северном Приладожье в рамках настоящего исследования главным источником информации стали результаты магнитотеллурических зондирований по линии Выборг – Суоярви-2 [Соколова и др., 2016, 2017] (рис. 2.79, 2.80, 2.85) с привлечением сечений по линии Выборг – Суоярви объемной плотностной [Glaznev et al., 2018] и магнитной модели восточной части Фенноскандинавского щита. Следует отметить, что полученный новый геоэлектрический образ коры по профилю Выборг – Суоярви не выявляет черты широкой, соразмерной всему Ладожскому озеру рифтообразной впадины, ограниченной субвертикальными разломными зонами мантийного заложения, о которой, опираясь на данные МОВЗ, свидетельствовали авторы работы [Свириденко и др., 2017]. Современные синхронные МТ/МВ зондирования в определенной мере восполнили отсутствие в Северном

Приладожье данных активной сейсмоки, обеспечив на основе полученного разрешения разреза глубинной электропроводности построение структурного каркаса коры, в котором наиболее ярко проявленной оказалась картина тектонического сжатия.

2.6. ЭВОЛЮЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Формирование геологических комплексов Северного Приладожья и прилегающих территорий охватывает обширный, более чем двухмиллиардный временной интервал, который включает несколько этапов эндогенной активности в архее, протерозое и частично – палеозое. Основываясь на объемах новообразованного вещества или значимых преобразованиях океанической или континентальной коры, можно выделить около девяти наиболее важных геологических событий (табл. 2.4). В приведенной таблице отражены геологические процессы, которые были проявлены на площади Северного Приладожья, хотя не обойдены вниманием и другие масштабные события, определившие в конечном итоге современное строение и состав Свекофеннского орогена и его северного обрамления.

Таблица 2.4

Этапы эндогенной активности

Этап	Время, млрд лет	Геологические события
I	2.7–2.66	Архейский этап: формирование инфракрустального комплекса, состоящего преимущественно из корового материала (плагио- и двуполевошпатовые граниты)
II-a	2.4–2.1	Деструкция архейской коры при растяжении, рассеянный рифтогенез с образованием ряда мелководных бассейнов, накопление вулканогенно-осадочных толщ
II-б	2.1–2.06	Деструкция архейской коры (2.1–2.06), рифтинг, образование крупного океанического бассейна
II-в	До 1.96	Продолжающееся формирование океанической коры, комплементарные процессы на активных и пассивных окраинах, местами – формирование тыловых бассейнов
III-a	1.95–1.92	Субдукция океанической коры, формирование юных островных дуг, аккреция, эрозия, местами обдукция краевых частей океанической коры, закрытие тыловых бассейнов, формирование плутоно-вулканического комплекса (комплекс Пюхисалми)
III-б	1.90–1.87	Формирование зрелых островных дуг, аккреция, эрозия, формирование вулканогенно-осадочного комплекса (турбидиты, андезиты-базальты) (бассейны Шеллефтео, Тампере, ЦФГК, ЮД Приладожья)
IV-a	1.90–1.86	Раннесвекофеннская орогения, аккреционно-коллизонные процессы, мантийно-коровый магматизм – преимущественное развитие габбро-плагиогранитных плутонов, термические аномалии, гранулитовые комплексы
IV-б	1.86–1.83	Затухание орогенической активности во внешней зоне свекофеннид, кратонизация
V	1.83–1.79	Плутоно-метаморфизм во внутренней (южной) зоне свекофеннид, коровый – гранитный магматизм, термические аномалии, гранулитовый метаморфизм, утолщение новообразованной свекофеннской коры (бассейны Бергслаген, Турку, Сулкава, Уусима)
VI	1.80–1.79	Тектоно-термальная активность и метаморфизм в прикратонной шовной зоне в результате взаимодействия кратонизированной части СП с краем КК (СД Приладожья). Формирование плутонов широкого спектра составов в СД и ЮД
VII-a	1.65–1.53	Дискретный анортозит-рапакивигранитный внутриплитный магматизм (Выборгский и Салминский батолиты)
VII-б	1.46	Базитовый внутриплитный магматизм Пашско-Ладожского прогиба (базальты, рои даек и силлы)
VIII	1.0–0.9	Импактное событие (астроблема Янисъярви)
IX	0.45–0.40	Каледонская активизация, минералообразования по локальным тектоническим зонам

– архейский фундамент (2.7–2.66 млрд лет)

Довольно мало сведений о геологической эволюции и внутренней периодизации архейских событий в изученном районе. Известно, что породы архейского возраста, участвующие в неоднократных поздних деформациях, сами образовались не раньше чем 2.66 млрд лет назад. Основная масса архейских пород в Приладожье имеет возраст около 2.7 млрд лет. В подавляющем большинстве это породы кислого состава – плагио- или двуполевошпатовые граниты. Наиболее молодые породы в архейской возрастной группе известны на территории Финляндии: возраст одной из интрузий порфиридных гранитов оценивается как 2.58 млрд лет.

– деструкция архейской коры (2.4–2.1 млрд лет), рассеянный рифтогенез, образования мелководных бассейнов

В протерозое преобразование архейской коры связано с континентальным рифтингом и внедрением ультраосновных-основных пород 2.44 млрд лет назад. Хотя такие события проявлены значительно севернее изученной нами площади, но значение этого возрастного рубежа велико, так как этот репер (как возрастной, так и геологический) прослежен достаточно надежно на значительной территории России и скандинавской части ФШ. В этот период деструкции архейской коры формируются расслоненные массивы габброидов. Раннепротерозойский рифтогенез обычно рассматривается как один из результатов воздействия гигантского плюма того времени.

Дальнейшее развитие ранних рифтов при деструкции архейской континентальной коры можно также проследить по осадочно-вулканогенным поясам возраста 2.3–2.0 млрд лет, таким как, например, Центрально-Лапландский зеленокаменный пояс или пояс Перапохья в Финляндии. Супракрустальные породы пояса Перапохья перекрывают интрузии основного состава возраста 2.44 млрд лет с образованием слоя базальных конгломератов [Perttunen et al., 1995]. Верхним возрастным ограничением для этих пород служат прорывающие их гранитоиды возраста 1.89 млрд лет. Разрезы состоят из кварцит-доломитовой ассоциации с редкими прослоями вулканитов основного состава, которые перекрываются глинистыми и черными сланцами, и в меньшей степени – с метавулканитами основного состава. Сопоставимы с ними по времени образования низкоглиноземистые метатолиты (карьялиты) нижнего ятулия, их возраст около 2.2 млрд лет.

Накопление супракрустальных пород в узких рифтогенных бассейнах совместно с внедрением даек и силлов продолжалось примерно до 2.0 млрд лет назад. Заключение о рифтогенных условиях накопления разрезов можно сделать на основании формационной принадлежности пород, сложенных обломочными осадками, эвапоритами и внутриплитными базальтами и поздними базальтами, сходными с MORB-типом.

Кардинальное скачкообразное изменение характера геодинамических процессов в масштабах всей Земли произошло на рубеже 2.3–2.0 млрд лет. Именно с этой эпохой сопряжено массовое появление на всех щитах геохимически обогащенных высокожелезистых и высокотитанистых базальтов, аналогичных фанерозойским внутриплитным базитам, щелочных пород и щелочных гранитов. Резкая смена характера магматизма связана с появлением новой генерации мантийных суперплюмов [Condie, 1989]. По мнению [Богатиков и др., 2010], зарождение суперплюмов второго поколения (термохимических) происходило уже на границе жидкого металлического ядра и силикатной мантии, в слое D”.

В целом с этим возрастным рубежом связан внутриплитный магматизм основного состава. Типичным представителем такого являются высокожелезистые базальты ятулия (2.3–2.1 млрд лет), людиковия (2.1–1.92 млрд лет) и калевиа (1.92–1.80 млрд лет) Фенноскандинавского щита [Решение..., 2001; Богатиков и др., 2010], диабазовые силлы Нипписинг (2.22 млрд лет) и рои даек Магуаер (2.23 млрд лет) и Капускейсинг (2.17 млрд лет) Канадского щита [Vogel et al., 1998; Holls, Davis, 2004]. В юго-западной Гренландии развиты рои даек возраста 2.1 млрд лет [Halls, 1991]. В Западной Африке в пределах пояса Бирримиян широко развиты базальты, иногда с повышенной щелочностью возраста 2.21–2.10 млрд лет.

– деструкция архейской коры (2.1–2.06 млрд лет), образование океанического бассейна

С рассматриваемым этапом связана аномалия изотопного состава углерода $\delta^{13}\text{C}$ [Karhu, 1993]. Резкий перепад $\delta^{13}\text{C}$ может быть связан с образованием океанического бассейна и сопряженными изменениями в составе мирового океана и атмосферы.

В разных частях нижнепротерозойского разреза встречаются покровы, силлы и дайки базальтоидов. В это время образовались железистые толеиты, их возраст 2.10–2.12 млрд лет; к ним, в частности, относится вулканическая формация Кольола, залегающая в кварцитах нижнего ятулия [Pekkarinen, Lukkarinen, 1991].

Толейтовые метабазальты сортавальской серии, по крайней мере часть разрезов прототрапповой формации, коррелируются с аналогичными образованиями. Метабазальты относительно обеднены большинством редких элементов и, вероятно, связаны с деплетированным мантийным источником. Как указывалось выше, отрицательные изотопные ϵNd значения указывают на контаминацию базальтовой магмы архейским коровым веществом.

– формирование океанической коры

Продолжением рифтогенеза ознаменован раскол древней континентальной коры и возникновение океанической коры в людиковийское время. Хотя непосредственно материал этой коры

широко не проявлен, но есть геологические комплексы, доказывающие существование такой коры. В первую очередь, это породы офиолитового комплекса, включающие габбро, различные базальты с шаровой текстурой, габбро-долериты силлов и параллельных даек. Эти образования известны в составе комплексов Оутокумпу, Йормуа в Финляндии, возможно, некоторые типы вулканитов Приладожья могут быть представителями океанических базальтов. Несмотря на разную интерпретацию тектонической принадлежности таких основных-ультраосновных комплексов – собственно океанические они или образовались в тыловодужных морях, нельзя не отметить, что они по изотопно-геохимическим признакам отличаются от континентальных толеитовых базальтов региона, знаменуя переход от условий континентального рифтогенеза к окраинно-океаническому.

Считается, что офиолитовые комплексы Йормуа и Оутокумпу являются представителями глобального рифтогенеза, начавшегося около 2.44 млрд лет и дискретно повторившегося неоднократно. Примерно 2 млрд лет назад это привело к раскрытию океана (Людикийского). Многочисленные внутрикратонные зоны растяжения характеризуются мощным вулканизмом (толеиты, пикриты), их сопровождают рои даек, иногда силлов. Эти вулканогенные разрезы предшествовали этапу накопления турбидитовых толщ калевия.

Постофиолитовые вещественные комплексы намного лучше сохранились, они позволяют с большей долей вероятности восстановить последовательность и длительность геологических событий, определивших состав и строение Свекофеннского орогена (рис. 2.88).

– признаки тектоники сжатия, обдукция отдельных фрагментов океанической коры

В районе Оутокумпу выявлено аллохтонное залегание пород офиолитовой серии и турбидитовых толщ калевия на породах морского ятулия и на архейском фундаменте. Серия изоклинальных складок и тектонических пластин, возникающих при надвигании офиолитовой серии, идентифицирована Т. Койстиненом [Koistinen, 1981] и интерпретируется как результат обдукции фрагментов океанической коры.

– формирование юных островных дуг

В Свекофеннском поясе в ряде мест сохранились представители данной группы пород, их возраст находится в рамках 1.95–1.90 млрд лет. Наиболее широко известны вулcano-плутонические ассоциации ТТГ серии ~1.92 млрд лет из комплекса Пюхисалми (пояс Саво) Финляндии. Из этой группы пород в районе г. Лулеа в Швеции известен тоналитовый массив Норвижур возраста 1926 ± 13 млн лет [Öhlander et al., 1987, 1993]. Однако наиболее древний U-Pb возраст имеет гранитоидный массив известково-щелочной серии из области Кнафтен, он определен по циркону как 1954 ± 6 млн лет [Wasström, 1993]. Массив Норвижур и подобные ему характеризуются величинами ϵNd от -0.3 до $+0.8$. Это может свидетельствовать о том, что они являются производными из одного источника, в котором практически не проявилось влияние архейского вещества. ТТГ могут представлять фрагмент долгоживущей островодужной системы, которая была во время свекофеннской коллизии надвинута на край архейского континента [Öhlander et al., 1987].

Островодужные комплексы пояса Пюхисалми проявлены в виде полосы шириной 10–30 км при длине не меньше 350 км [Ekdahl, 1993]. Этот пояс маркируется положительной аномалией Буге. Некоторые положительные гравитационные аномалии до 50–60 км в диаметре интерпретируются как отражающие присутствие на глубине пород основного состава или же блока высокометаморфизованных пород. Особенности строения и состава пояса Пюхисалми заключаются в развитии вулканитов толеитового и известково-щелочного ряда, сходных с вулканитами примитивных островных дуг. С ними тесно ассоциированы карбонаты/доломиты, известково-силикатные породы, кислые вулканиты, кварциты, уран-фосфатные горизонты и черносланцевые толщи. По М. Ваасйоки [Vaasjoki, 1981], руды пояса Пюхисалми имеют Pb-Pb возраст 2.0–1.9 млрд лет и изотопные характеристики, указывающие, что продукты островодужного вулканизма образовались из гомогенной коры при участии магм мантийного происхождения.

Суммируя данные о возрасте вулcano-плутонических комплексов примитивных/юных островных дуг, можно определить их преобладающий возраст как 1.93–1.90 млрд лет, большинство же тоналито-гнейсов имеет возраст, близкий к 1.92 млрд лет. Наиболее крупная структура с подобным комплексом пород в районе Саво по литолого-геохимическим признакам и формационному типу идентифицируется как примитивная островная дуга [Ekdahl, 1993].

Последовательность главных вулcano-плутонических и метаморфических событий в пределах Свекофеннского орогена Фенноскандии

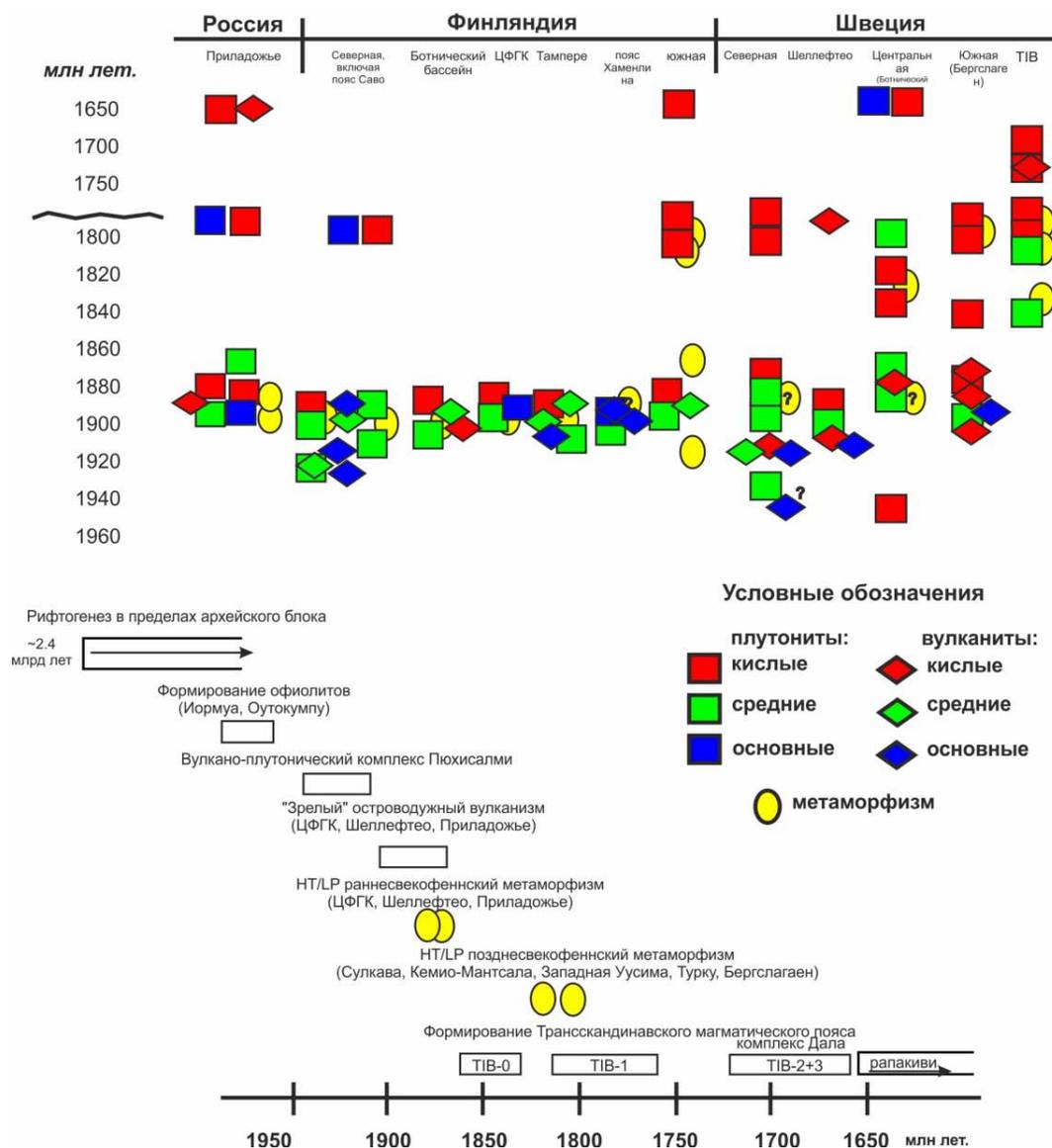


Рис. 2.88. Эндогенная активность в пределах Свекофеннского орогена
 Составлена на основе обработки U-Pb геохронологических данных (около 1400 определений возраста), полученных для пород разного генезиса. TIB – трансскандинавский магматический пояс

– формирование зрелых островных дуг

Области, занимаемые породами Центрально-Финляндского гранитоидного комплекса, территория ЮД Приладожья, а также районы центральной и северной Швеции отличаются доминированием вулканитов зрелых островных (окраинных) дуг с возрастом 1905–1884 [Kahkonen, 1989; Ehlers et al., 1993; Балтыбаев, Левченков, 2005]. Также в районе Ориярви внутри пояса Уусима известна бимодальная серия островодужных вулканитов. Там определены риолиты возраста 1895 млн лет и гранодиориты возраста 1898 млн лет [Väisänen et al., 2002]. Эти породы обеднены тяжелыми РЗЭ и обогащены литофильными элементами и могут рассматриваться как вулканиты субдукционных зон. Базальты, выделяемые в нижней части разреза, отличаются наименьшей дифференциацией и рассматриваются как породы зон субдукции. Относительно тектонической позиции гранодиоритов существуют два предположения: это либо синорогенный магматизм [Latvalahti, 1979], либо синвулканический [Colley, Westra, 1987; Peltonen, Elo, 1999]. Как полагает М. Вайсанен [Väisänen, 2001], практически совпадающие возрасты интрузивных и вулканических пород служат, скорее, доводом в пользу сопряженного развития вулканических и интрузивных процессов, что также характерно для других частей

Свекофеннского пояса. Близкими по возрасту оказались, например, эндербитовый комплекс Приладожья и выявленные рядом известково-щелочные вулканиты (~1.89 млрд лет), что тоже говорит о практически синхронном проявлении вулканизма и орогенного плутонизма. Такие явления характерны для режимов на конвергентных границах плит.

Для формации Киско в Финляндии не характерна бимодальность, в отличие от формации Ориярви в ней развиты в основном вулканиты андезитового состава. Геохимический состав пород указывает на обогащенность литофильными элементами, что может быть результатом вулканической активности островодужного типа. Для верхней части рассматриваемой формации возраст дацита по циркону определен как 1878 ± 3 млн лет. Наиболее молодые вулканиты известково-щелочной серии, связанные со свекофеннской орогенцией, известны на территории Швеции, их изотопный U-Pb возраст около 1824 млн лет.

– раннесвекофеннская орогенция, аккреционно-коллизионные процессы, мантийно-коровый магматизм, термические аномалии

Орогенические плутоно-метаморфические комплексы Свекофеннского пояса образовались, вероятно, при метаморфизме с частичным плавлением пород промежуточного состава с высоким содержанием калия. Этому процессу способствовало наращивание нижней-средней части коры базитовыми магмами глубинного происхождения.

Центрально-финляндский гранитоидный комплекс является весьма показательной структурой Свекофеннского пояса: с момента формирования ~2.0 млрд лет назад эта структура прошла за очень сжатый срок стадии развития от «орогенной» (1.89–1.88 млрд лет) до «посторогенной» (1.88–1.87 млрд лет), т.е. за диапазон времени, не превышающий ~20 млн лет. Рассматриваемый раннесвекофеннский этап озаглавлен признаками второй стадии коллизии островных дуг и края континента, если учесть, что первая стадия такой коллизии связана с обдукцией офиолитов. Вторая стадия коллизии применительно к территории Приладожья характеризуется надвиганием блоков пород высокотемпературного метаморфизма (гранулитов) на породы более низкотемпературных зон. Так, надвигание пород гранулитовой фации метаморфизма на более низкотемпературные образования фиксируется в Мейерской зоне надвигов. Собственно гранулитовая область характеризуется насыщением интрузивными породами комплекса габбро, норитов и эндербитов, что также фиксируется положительной гравитационной аномалией, которую не объяснить плотностями пород, обнажающихся на поверхности.

Таким образом, для магматизма зрелых островных дуг характерным является формирование взаимосвязанных комплексов базитов и ортопироксеновых гранитоидов, обусловившее появление сильных положительных термических аномалий с высокотемпературными центральными зонами.

В интрузивных комплексах Приладожья этого этапа выделяются два типа известково-щелочных ассоциаций: низко-умереннокалиевый и высококалиевый. Вулканические породы в ладожской серии аналогичны по составу гранитоидам и габброидам низко-умереннокалиевой известково-щелочной ассоциации, синхронны с ними и, вероятно, имеют общие источники. Близкие по времени становления синорогенные интрузивные комплексы отличаются эволюционным трендом магматизма – с постепенной сменой натровых гранитоидов на калий-натровые. Это может свидетельствовать о различной степени дифференциации магм из общих источников.

Геохимия турбидитовых толщ калевия, составы осадков определяются эродируемым протолитом. В частности, низкая величина CIA указывает на степень выветривания, быструю эрозию вулканических дуг с ограниченным переносом обломочного материала.

Считается, что на этом этапе в результате амальгамации как ранних (юных), так и более поздних (зрелых) островных дуг сформировались террейны, одним из представителей которых является Центрально-Финляндский гранитоидный комплекс.

– затухание орогенической активности, кратонизация

Этап ~1.86–1.83 млрд лет интересен тем, что практически не оставил свидетельств эндогенной активности, выразившихся, например, в образовании плутонических пород такого возраста. Описываемый интервал «затишья» геологических событий характерен только для внешней зоны свекофеннид. В первую очередь, к такой структуре следует отнести Центрально-Финляндский гранитоидный комплекс, где уже к рубежу 1.87 млрд лет появляются посткинematические интрузии и затем эндогенные процессы не проявились. Для южного домена Приладожья такой этап наступает несколько позднее – к рубежу 1.86–1.85 млрд лет назад, и возобновляется эндогенная активность значительно позднее, начиная примерно с 1.80 млрд лет.

– возобновление орогенической поздне Svecofennic активности, магматизм, термические аномалии

Примерно к рубежу 1.85–1.86 млрд лет назад уже сформировалась мощная Svecofennic континентальная кора. Вероятно, с этим связано возникновение сопряженных зон сжатия и растяжения, и стала значима роль глубинных разломов типа сдвигов и надвигов. В коре образовались глубинные очаги анатексиса, обусловившие формирование больших масс высококалийных высокоглиноземистых гранитоидов, которые характерны для заключительных стадий эволюции большинства орогенов.

Примерно в интервале 1.83–1.79 млрд лет назад поздне Svecofennic активность выразилась в высокотемпературном (до гранулитовой фации) метаморфизме и мигматизации метапелитов, а также в развитии интрузивных пород, в том числе и высококалийных. Возможно, что эта поздняя термальная активность также вызвала генерацию новых порций высококалийных магм в региональном масштабе. Об этом говорит, например, пространственная связь высококалийных гранитоидов Финляндии с вышеуказанной зоной поздней термальной активности. Часть массивов микроклиновых порфировидных гранитов Приладожья и Карельского перешейка без признаков пликтивных деформаций (например, Бородинский массив), вероятно, могут быть рассмотрены как продукты кристаллизации этих более поздних расплавов. Помимо этого, с этапом 1.80 млрд лет связано формирование в Приладожье посторогенных интрузий. К ним можно отнести массивы субщелочных и щелочных гранитоидов: Оя-ярви, Вуоксинский, Элисенварский. Интервал их становления определен как 1.80–1.76 млрд лет.

Геологическая позиция гранитов и дискретность их проявления могут свидетельствовать о своеобразном отражении нижнекоровых процессов на возрасте и структурной позиции коровых магм.

Посторогенные интрузивные комплексы, проявленные в ЮД Приладожья, в частности, элисенварско-вуоксинский ультрамафит-мафитовый, маткасельский, имеют признаки гранитоидов, формирующихся на заключительных этапах развития орогенов. Эти условия можно отнести к режиму постколлизии апфита и постепенного перехода к платформенному этапу.

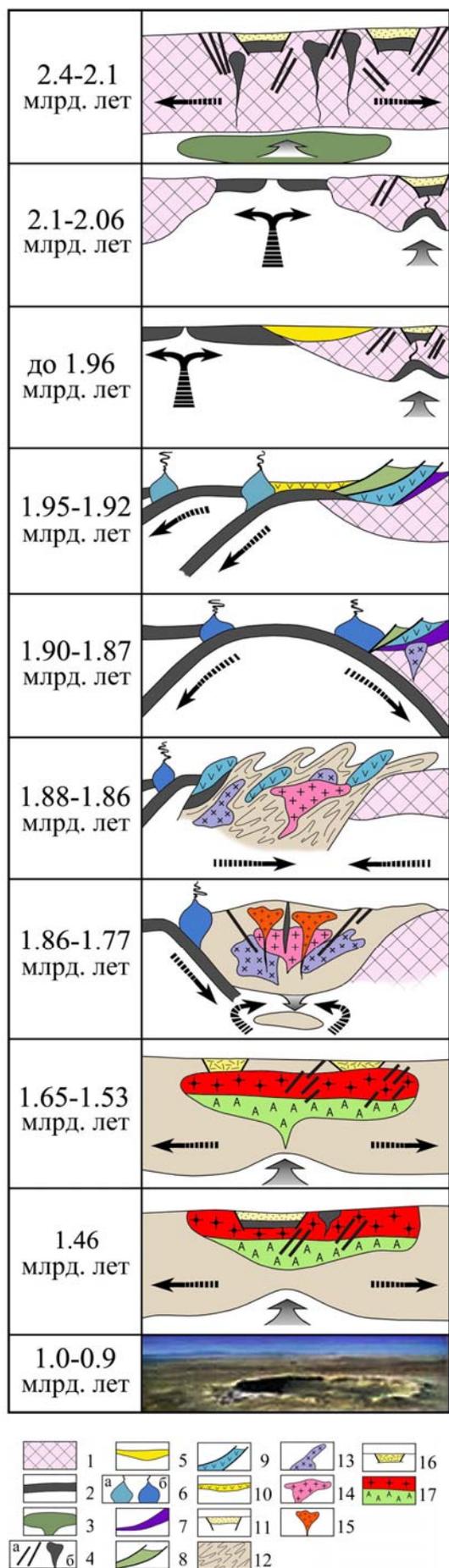
– тектоно-термальная активность в прикратонной шовной зоне

В Северном домене Приладожья тектоно-термальная активизация 1.80–1.79 млрд лет назад уверенно датируется по метаморфогенным монацитам. Поскольку эти возрасты монацита значительно отличаются от возраста метаморфогенных монацитов Южного домена (1.88–1.86 млрд лет), для объяснения различия привлекается модель тектонического взаимодействия двух жестких блоков – Svecofennic орогена и Карельского кратона. При этом взаимодействии около 1.80 млрд лет назад в результате, вероятно, тектоно-термальной и флюидной активности в шовной зоне образовались новые минеральные парагенезисы. Вероятность такой активизации подтверждают и результаты изотопного исследования пород в зоне стыка Карельского кратона с породами Беломорского подвижного пояса. Региональный анализ возраста сфена в породах беломорского комплекса [Бибикова и др., 1999] выявил в прикратонной области свидетельства флюидно-термальной переработки 1800–1750 млн лет назад.

– мезопротерозойский внутриплитный магматизм

Мезопротерозойский (1.66–1.47 млрд лет) магматизм осуществлялся во внутриплитной геодинамической обстановке и имел дискретный характер. В рамках этого этапа в рассматриваемом регионе отчетливо выделяется четыре «магматических ритма»: 1.66–1.62, 1.58–1.56, 1.55–1.53 и 1.47 млрд лет, длительность которых и соотношения пород кислого и основного составов меняется во времени. Длительность «ритмов» последовательно уменьшается во времени, и так же последовательно в них снижается роль пород кислого состава вплоть до практически полного исчезновения в породах последнего «ритма». Такая же дискретность проявлена и внутри конкретных ритмов. Вероятнее всего, ритмичность первого порядка обусловлена дистальным отражением тектонических процессов, происходящих на конвергентных границах литосферных плит. Этот магматизм может быть обусловлен как пассивным растяжением в тыловых (удаленных) частях зон субдукции в связи с реорганизацией внутрикратонных литосферных стрессов, так и образованием вторичных плюмов, спровоцированных процессами субдукции на уровне одного из главных разделов – нижняя-верхняя мантия. Вырождение гранитоидного магматизма со временем обусловлено последовательным снижением уровня прогревности нижних горизонтов континентальной коры, сохранившейся после предшествующей Svecofennic орогении, беспрецедентной по масштабам континентального корообразования. Дискретность второго порядка отражает соответствующее дискретное проявление длительно функционирующего (до 50 млн лет) сублитосферного мантийного источника.

Эволюция тектонического режима выражается в последовательной смене рифтогенного режима, в ходе которого формировались гигантские анортозит-рапакивигранитные батолиты и сравнительно



небольшие грабены, выполненные существенно вулканическими бимодальными сериями, и достаточно крупные существенно осадочные бассейны с подчиненным вулканизмом базитового состава. Формирование этих поздних прогибов было обусловлено процессами остывания континентальной литосферы, утоненной в ходе предшествующего растяжения и прогретой в ходе интенсивного мантийно-корового магматизма.

Более поздний магматизм проявлен незначительно в виде образования диабазовых даек Лаанила и Салла возраста 1.1–1.0 млрд лет [Lauerma, Kursun, 1995]. Фанерозойский этап магматизма отмечен карбонатитами Сокли и щелочной интрузией Йиваара, а также каледонскими магматическими породами, развитыми в северо-западной части финской Лапландии [Hanski et al., 2001].

– **импактное событие**

Проведенные исследования показали, что U-Pb возраст астроблемы Янисъярви древнее, чем представлялось ранее, и составляет около 1000 млн лет. Такая оценка времени импактного события лучше согласуется с результатами палеомагнитных исследований пород региона.

– **каледонская активность, минералообразование по локальным тектоническим зонам**

Сведения о данном этапе эндогенной активности получены благодаря изучению Pb изотопной системы сульфидов (пирит, пирротин) из габброидов и руд Северного домена Приладожья. Изохронный Pb-Pb возраст сульфидов определен как 400–460 млн лет. Близкий модельный возраст имеет одна из проб галенита региона (450 млн лет). Источник свинца сульфидов характеризуется параметрами верхней коры ($\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb} > 10$) [Балтыбаев и др., 2016а, б]. Радиогенные свинцы сульфидов обязаны своим происхождением, скорее всего, позднему (каледонскому) времени формирования сульфидных руд, что согласуется с приуроченностью сульфидов к маломощным флюидопроницаемым тектоническим зонам с наложенным низкотемпературным минералообразованием.

Рис. 2.89. Схема-зарисовка последовательности главнейших этапов эндогенной активности в пределах Свекофеннского орогена и его северного обрамления (детализация событий в текстовом виде приведена в табл. 2.4):

1 – гнейсы, сланцы и гранитоиды Карельского кратона; 2 – океаническая кора и базальты; 3 – мантийный плюм; 4 – интрузивные породы основного состава: а – рои даек, б – расслоенные интрузии; 5 – пассивная континентальная окраина; 6 – магматические дуги: а – примитивные, б – зрелые; 7 – офиолиты; 8 – аккреционный клин; 9 – аккретированные островные дуги; 10 – задуговый бассейн; 11 – осадочные породы протерозойских рифтов; 12 – метаморфические и ультраметаморфические породы свекофеннского комплекса; 13 – супрасубдукционные магматические комплексы (гранитоиды М- и I-типа); 14 – коллизионные известково-щелочные и глиноземистые граниты и мигматиты; 15 – постколлизионные калиевые граниты S-типа и щелочные и умеренно щелочные породы шшонитовой серии; 16 – бимодальная вулканическая серия; 17 – анортозит-рапакивигранитный комплекс

Все вышеперечисленные геологические события отражены в виде схематических зарисовок (рис. 2.89), где отражены наиболее существенные процессы, характерные для каждого из выделенных этапов эндогенной активности в пределах как Свекофеннского орогена, так и его непосредственного обрамления.

Таким образом, современный облик Ладожской структуры является результатом ее длительного эндогенного развития (>1 млрд лет), включавшего континентальный и окраинно-океанский рифтогенез с раскрытием свекофеннского океана и последующим конвергентным взаимодействием новообразованной океанической коры с архейским кратоном. Структурно-вещественные комплексы изученного региона позволяют выделить этапы палеотектонической эволюции, включающие закрытие океана с формированием аккреционно-коллизийного орогена, постколлизийный аплифт, кратонизацию, мезопротерозойский внутриплитный дискретный магматизм, импактное событие (Янисъярви) и низкотемпературный минералогенез каледонского возраста.

ГЛАВА 3

МИНЕРАГЕНИЯ ЛАДОЖСКОЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ

По времени начало минерагенических исследований Приладожья соотносится с открытием и разработкой в первой половине XIX в. Sn-Fe-Cu месторождений района Питкяранты [Фурман, 1828; Иосса, 1834] и описанием Рускеальских мраморных ломок [Соболевский, 1839]. Основные закономерности размещения и образования Питкярантских скарновых месторождений были четко сформулированы к началу XX в. [Törnebohm, 1881; Trüstedt, 1907; Palmunen, 1939] и в дальнейшем получили свое развитие уже в результатах исследований российских геологов [Никольская, Ларин, 1972; Хазов, 1973; Никольская, Гордиенко, 1975; Ларин, 1980, 2011; Иващенко, 1987, 2016б; Александров, Тронева, 2009 и др.]. Вопросы металлогении Ладожского региона в целом освещались преимущественно в работах научного коллектива ИГ КарНЦ РАН [Металлогения..., 1981, 1999 и др.].

3.1. ГЛАВНЫЕ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЛАДОЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

Термин «металлогеническая система» не имеет к настоящему времени однозначного определения и общепризнанной смысловой нагрузки. Наиболее широкое употребление он находит в специализированных публикациях китайских геологов [Renmin et al., 2003; Luo et al., 2008; Yusheng et al., 2013 и др.], где он близок к понятию «рудообразующая система» в русскоязычной геологической литературе конца XX в. С этого же периода времени [Митчелл, Гарсон, 1984 и др.] развиваются представления о тесной взаимосвязи механизмов проявления геодинамических и рудообразующих процессов, т. е. о связи различных типов месторождений с определенными геодинамическими обстановками и соответствующими литогеодинамическими комплексами [Российский..., 2003; Пучков, 2006; Чернышов, Ненахов, 2010; Нечеухин, 2011; Nicoll et al., 2013 и др.; Huston et al., 2016], а совокупность рудообразующих факторов и рудных объектов, формирующихся в ту или иную геодинамическую стадию, понимается как металлогеническая система. В этом аспекте литогеодинамические комплексы с их геохимическими ресурсами представляются как рудоформирующий базис металлогенических систем, естественная завершённая эволюция, преобразования и сохранность которых к настоящему времени имеют исключительную важность при оценке металлогенического потенциала отдельных регионов.

В соответствии с чрезвычайным разнообразием геодинамических обстановок в земной коре отмечается и адекватная множественность типов металлогенических систем. При металлогеническом анализе отдельных регионов малоперспективными и неперспективными представляются металлогенические системы, имевшие редуцированное развитие, испытавшие деструктивные с негативными металлогеническими последствиями эндогенные преобразования, а также физически в полной мере не сохранившиеся к настоящему времени системы, максимальная рудная продуктивность которых обычно не превышает масштабов рудопроявления.

С этих позиций рудоносность Приладожья определяется двумя группами металлогенических систем (табл. 3.1), развивавшихся в определенных геодинамических обстановках (рис. 3.1) в конце палеопротерозоя – свекофенский и начале мезопротерозоя – готский тектоно-магматический цикл. В силу разных причин не все палеогеодинамические обстановки, реконструируемые в данном регионе, сопровождаются оруденением.

Рифтогенно-океаническая обстановка и соответствующий литогеодинамический комплекс (амфиболиты – офиолиты?), выделяемые некоторыми исследователями [Богачев и др., 1999б] в районе пос. Харлу и на участке Таунан, не несут никаких признаков оруденения и нуждаются в дополнительном обосновании. Турбидиты ладожской серии, формировавшиеся на пассивной континентальной окраине, безрудны. Островодужный комплекс развит в Западном Приладожье в области гранулитовой фации метаморфизма и вследствие этого также безруден.

Главные металлогенические системы Приладожья

ТМЦ	Металлогеническая система (возраст)	Литогеодинамический комплекс	Рудные компоненты	Рудные объекты
Готский	Тектоногенная – приразломных метасоматитов (<1.25 млрд лет)	Пропилитовый в сдвиговых зонах по амфиболитам и доломитам	U, Pb, Zn	Мраморная Горка, Варалаhti, Путролампи
	Структурно-формационного несогласия (1.4–0.4 млрд лет)	Терригенно-базальтовый	U, Mo, Pd	Карку
	Континентально-рифтогенная (1.54–1.48 млрд лет)	Анортозит-рапакивигранитный скарново-грейзеновый	Sn, Zn, In, Be , Cu, Fe, Ag, Au, Pt, Ta, Nb, Li, REE, Ti, флюорит , графит, полевой шпат	Питкярантская группа месторождений, Улялегско-Салминский массив и его обрамление
Свекофенский	Постколлизийная (1.8–1.78 млрд лет)	Скарново-лейкогранитный Шошонитовый	W, Pb, Zn , Be, Bi, Li, Ta, Nb, P , Ce, La, полевой шпат	Латвасюръя, Яккима, Маткаселька, Иокиранта, Элисенваарский комплекс
	Коллизийная (1.87–1.83 млрд лет)	Гранит-гнейсогранит-скарноидный Березит-пропилитовый в сдвиговых зонах по тоналитам, турбидитам и метапироксенитам Пегматитовый	Pb, Zn , Cu, W Au, Ag, As, Sb, Te , Bi, Pb Pd, Pt, Au Полевой шпат, кварц	пр. обрамлений гнейсогранитных куполов Алатту-Пякюля-Янис, Райконкоски, Вуохонлампи, Кааламский комплекс, Мурсунлахти, Нуолайниниemi
	Активной континентальной окраины (1.89–1.88 млрд лет)	Ультрамафит-мафитовый вулканоплутонический	Pd, Pt, Au, Sc , Cu, Ni, Ag, Fe, Ti, V	Кааламский комплекс, Исоярви, Вялимяки
	Задуговых и междуговых прогибов (1.91–1.90 млрд лет)	Углеродистых гнейсосланцев и слюдястых сланцев	Графит	Ихала, Туоксъярви
	Континентально-рифтогенная (2.1–1.92 млрд лет)	Черносланцево-базальтовый	V, Mo, Pd , Pt, Au, Cu, Pb, Zn, графит	Леппясюрское, Ковадъярвинское, Хиетаярви, М. Янисъярвинское

Свекофенский тектоно-магматический цикл. Континентально-рифтогенная (2.1–1.92 млрд лет) металлогеническая система с черносланцево-базальтовым комплексом инициировала формирование поликомпонентного (V, Mo, Pd, Au и др.) стратиформного оруденения (Леппясюрское и Ковадъярвинское проявления).

Металлогеническая система задуговых и междуговых бассейнов, исходные породные комплексы которой преобразованы в углеродистые гнейсосланцы и слюдястые сланцы, послужила основой для продуцирования графитового оруденения – месторождение Ихала (~0.5 млн т) [Минерально-сырьевая..., 2005] и разрабатывавшиеся в прошлом веке Туоксъярвинские проявления.

В условиях активной континентальной окраины проявлен свекофенский раннеорогенный магматизм (Кааламский клинопироксенит-габбронорит-диоритовый и Вялимякский клинопироксенит-габбро-монцодиоритовый комплексы), сопровождающийся комплексным оруденением: Cu-Ni-Pt-Pd-Au-Sc – Кааламский массив и Fe-Ti-V-Pd-Au-Sc – Вялимякский массив (разрабатывался в XX в. на железо). Ресурсы не оценены. Среднее содержание наиболее ценных рудных компонентов $\sum Pt, Pd, Au \sim 0.1-0.6$ г/т, Sc – 70–80 г/т.

Коллизийная металлогеническая система проявлена формированием высокотемпературных метасоматитов в обрамлениях гнейсогранитных куполов (скарны и скарноиды с вольфрамовым и полиметаллическим оруденением) и сдвиговых зон с низкотемпературными рудоносными (Au, Ag, As, Sb, Te, Bi, Pd, Pt) метасоматитами в тоналитах и метапироксенитах Кааламского комплекса [Ивашенко и др., 2016], metabазальтах сортавальской [Ивашенко и др., 2008а, б] и турбидитах ладожской [Ивашенко и др., 2002] серии. Золоторудное поле Алатту-Пякюля-Янис с прогнозными ресурсами золота ~50 т, проявление Сурисуо – среднее содержание $\sum Pt, Pd, Au \sim 0.3$ г/т.

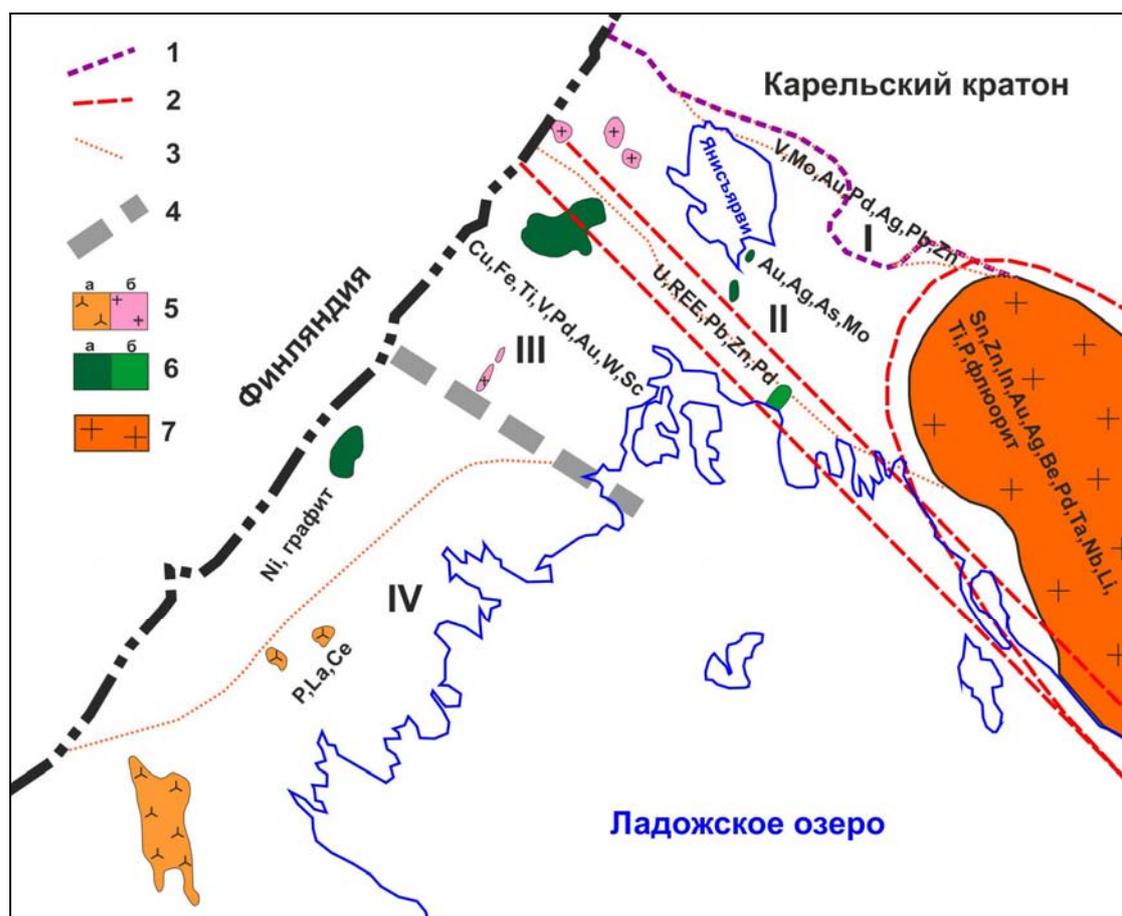


Рис. 3.1. Схема геодинамического и металлогенического районирования Приладожья:

1 – граница Карельского кратона (AR) и Ладожской структурной области (PR); 2 – контуры металлогенических зон и ареалов Готской эпохи; 3 – контуры металлогенических ареалов и зон различных геодинамических обстановок Svecofennian эпохи (I – континентально-рифтогенная, II – пассивной континентальной окраины, III – задуговых и междуговых прогибов, IV – островных дуг); 4 – Мейерская зона надвигов; 5 – посторогенный магматизм: а – шозониты, б – лейкограниты; 6 – раннеорогенный магматизм: а – Кааламский комплекс (оливиновые клинопироксениты, плагиоироксениты, габбро, габбронориты, диориты, тоналиты), б – Вялимякский комплекс (клинопироксениты, габбро, диориты, монцодиориты, сиениты); 7 – анортозит-рапакивигранитный комплекс (Салминский массив)

Рудопродуктивность постколлизивной металлогенической системы определялась внедрением малых интрузий шозонитовой серии (Элинсенварско-Вуоксинский комплекс, P, La, Ce) и метасоматозом в связи с пегматитами и лейкогранитами Латвасюрско-Маткасельского комплекса (W, Pb, Zn, Be, Bi, Li, Ta, Nb).

Готский тектоно-магматический цикл. Континентально-рифтогенная металлогеническая система в связи с анортозит-рапакивигранитным комплексом (Уялегско-Салминский массив) характеризуется наиболее широким рудным (Sn, Zn, In, Be, Cu, Fe, Ag, Au, Pt, Ta, Nb, Li, REE, Ti, P, флюорит, графит) спектром и самым высоким металлогеническим потенциалом по сравнению с другими металлогеническими системами Приладожья. Наряду с традиционными для этой системы ранее уже добывавшимися полезными ископаемыми (Fe, Cu, Sn, Ag), она имеет высокие промышленные перспективы на редкие и благородные металлы, цинк, титан и флюорит. Содержание (~100 г/т) и металлогенический потенциал индия (~2400 т) в месторождениях Питкярантского рудного района (Новое рудное поле) с учетом высокой востребованности данного металла современной мировой промышленностью выводят его в разряд наиболее перспективных на индий рудных районов России [Ивашенко, 2016а, б; Ивашенко и др., 2011].

Металлогеническая система структурно-формационного несогласия представлена месторождением урана Карку – единственным урановым месторождением этого типа на территории Российской Федерации. Оно находится в периферийной части рифейского Ладожского прогиба, входящего в ранне-

среднерифейскую Финско-Ботническо-Балтийскую рифтовую систему. В составе продуктивного на уран осадочного комплекса преобладают аллювиально-дельтовые и мелководные красноцветные и пестроцветные отложения [Величкин и др., 2005], в цементе которых местами отмечаются высокие содержания Pd – до 9.5 г/т и Pt – до 0.5 г/т [Альхов, Панова, 2010]. Генезис месторождений такого типа дискусионен с доминированием «диагенетически-гидротермальной» модели [Alexandre, 2005], предусматривающей активное участие нагретых формационных вод в образовании руд и околорудных метасоматитов.

К металлогенической системе приразломных метасоматитов относятся мелкое урановое месторождение Мраморная Горка и несколько проявлений урана с ассоциирующим полиметаллическим оруденением в Рускеальско-Салминской тектонической зоне северо-западного простирания.

Из перечисленных и кратко охарактеризованных главных металлогенических систем Приладожья наиболее перспективными представляются – для Свекофеннского тектоно-магматического цикла – системы, которые испытали наименьшие метаморфические преобразования или рудные компоненты которых устойчивы к метаморфизму (ванадий, графит). Роль коллизионных процессов, синхронных кульминациям метаморфизма, имеет двойственный характер последствий, приводя как к разубоживанию и даже к «уничтожению» рудных концентраций островодужных комплексов, так и формируя новые преимущественно благороднометалльные рудные объекты в низкотемпературных метасоматитах сдвиговых зон. Для Готского тектоно-магматического цикла наибольшей перспективностью обладает континентально-рифтогенная анортозит-рапакивигранитная система, являющаяся отражением тектонических процессов, происходивших на конвергентной границе литосферных плит (готской океанической и свекофеннской континентальной), и получившая завершённое эволюционное развитие без последующих более поздних существенных преобразований.

3.2. МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В Ладужской структуре достоверно известны эндогенные месторождения и проявления металлических полезных ископаемых, образованные только в Свекофеннский и Готский ТМЦ. Геохронологические данные о признаках рудообразования в каледонское [Виноградов и др., 1959; Балтыбаев и др., 2017] и более позднее [Лохов и др., 2012] (см. разделы 3.2.1.2; 3.2.2.1) время неоднозначны, дискуссионны и нуждаются в дополнительных обоснованиях. Экзогенные рудные объекты представлены касситеритовой палеороссыпью вблизи Питкяранты и лимонитовыми (озерными) рудами на дне многих озер, служивших сырьевой базой для Вяртсильского металлургического завода.

3.2.1. Минерагения Свекофеннского тектоно-магматического цикла

Минерагения Свекофеннского ТМЦ определялась несколькими последовательно развивавшимися металлогеническими системами в ходе формирования одноименного аккреционно-коллизионного террейна. Его формирование начиналось около 2.0 млрд лет назад, когда юго-западная часть архейского Карельского кратона Фенноскандинавского щита подверглась рифтингу по Раахе-Ладужской линии с открытием Свекофеннского океана (ныне сутура) и последующим (1.96–1.77 млрд лет) конвергентным взаимодействием новообразованной свекофеннской океанической коры с Карельским (лопийским) континентом.

3.2.1.1. Рудоносность континентально-рифтогенного черносланцево-базальтового комплекса

Самой ранней продуктивной свекофеннской металлогенической системой Приладожья является континентально-рифтогенная, представленная черносланцево-базальтовым комплексом (соанлактинская свита – формационно-возрастной аналог заонежской), развитым в краевой части архейского Карельского кратона (рис. 3.1, 3.2) и содержащим комплексное (V, Mo, Pd, Au и др.) стратиформное оруденение (Леппяюрское и Ковадьярвинское проявления) с ресурсами ванадия ~350 тыс. т [Минерально-сырьевая..., 2005].

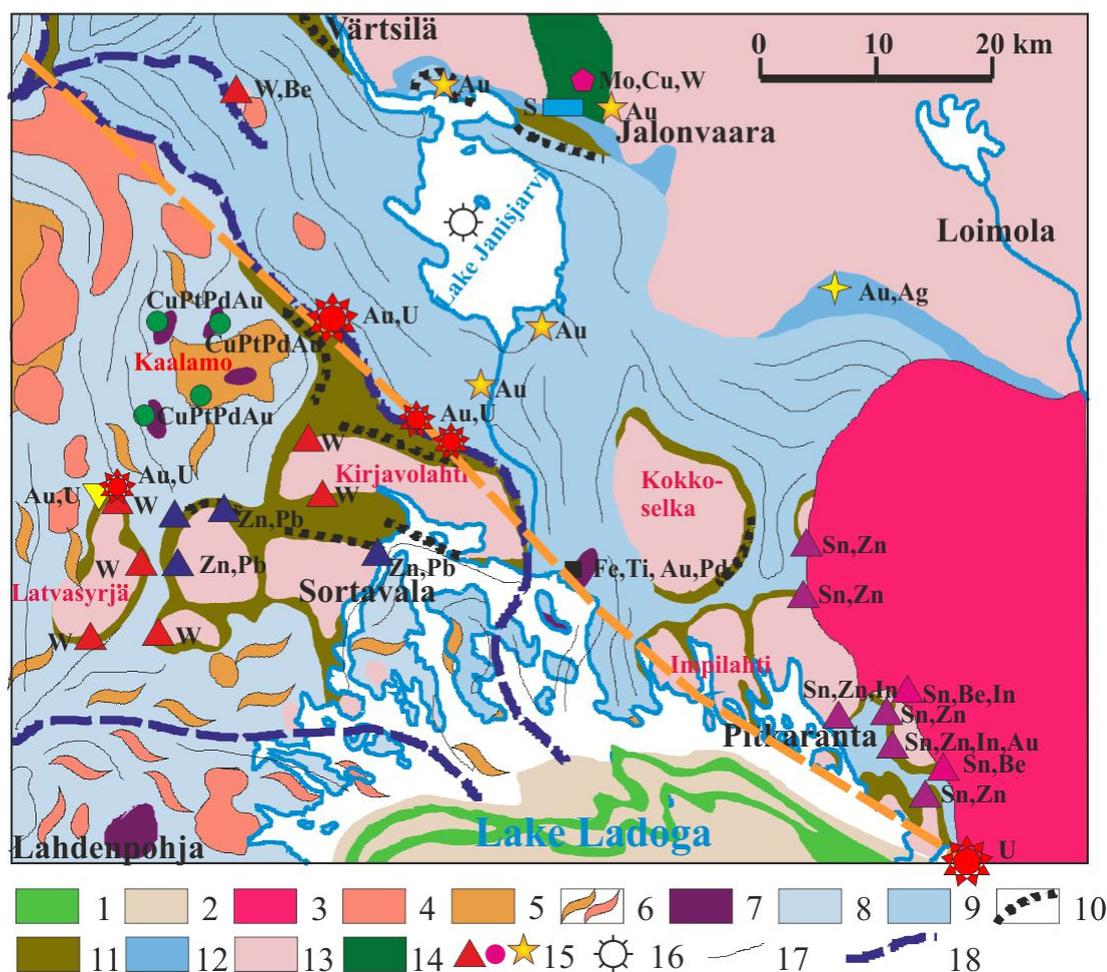


Рис. 3.2. Схема размещения рудных объектов в Северном Приладожье:

1–3 – рифей: 1 – габбродолериты Валаамского силла, 2 – вулканогенно-осадочные отложения салминской свиты, 3 – Салминский анортозит-рапакивигранитный комплекс; 4–12 – протерозой: 4 – поздние и посторогенные гранитоиды, 5, 7 – ранне- и синорогенные габброидные интрузии (5 – Кааламский комплекс, 7 – Вялимякский комплекс), 6 – мигматиты, 8–9 – ладожская серия (8 – слюдяные сланцы и гнейсосланцы, 9 – филлитовидные сланцы); 10–11 – сортавальская серия: 10 – углеродсодержащие сланцы, 11 – метавулканыты (амфиболовые сланцы), карбонатные породы; 12 – янгозерская свита ятулия, терригенные и карбонатные породы; 13–14 – архей: 13 – нерасчлененные гнейсограниты фундамента, 14 – вулканыты и осадочные породы зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси; 15 – рудопроявления и месторождения; 16 – астроблема Янисъярви; 17 – ориентировка простирания главных складчатых структур; 18 – главные сдвиговые дислокации; оранжевый пунктир – Рускеальский разлом, контролирующий размещение урановых рудных объектов

Оруденение приурочено к высокоуглеродистым (20–40 %) линзо- и пластообразным телам мощностью до 50 м в кварц-биотитовых и биотит-полевошпат-амфиболовых сланцах, метаморфизованных в зеленосланцевой фации. Породы содержат разнообразные по форме микровыделения графита, сульфидов (пирит – Ni до 1.5 %, пирротин, халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит, кобальтин), клаустолита, магнетита, ильменита, рутила (Nb 2 %, V 1.5 %), циркона, ксенотима и самородных Ag, Ni, Cu, Sn.

Содержание пентоксида ванадия достигает 1.5 % (среднее – 0.27 %), молибдена 0.1 % (среднее для Леппясюрского проявления – 0.06 %). В рудах отмечаются устойчиво повышенные концентрации Cr, Ce, Y, Cu, Pb, Ag, Ga, Se, As и в особенности (максимальные значения) Co (0.05 %), Ni (0.15 %), Sc (150 г/т), Zr (0.12 %), Pd (0.3 г/т), Ag (70 г/т), Au (0.3 г/т). Ванадий присутствует в трех формах: V-содержащий биотит (V ~1–1.5 %), сорбционные концентрации в углеродистом веществе, роскоэлит (проявление Ковадъярви). Его распределение довольно равномерное, проявлена положительная корреляционная связь между содержаниями ванадия и графита [Минерально-сырьевая..., 2005].

Геологические и минералого-геохимические особенности Леппясюрского и Ковадъярвинского проявлений указывают на их сходство с оруденением падминского типа Онежской структуры.

3.2.1.2. Минерагения активной континентальной окраины (1.89–1.88 млрд лет) – Кааламский и Вялимякский магматические комплексы (МПГ, Au, Cu, V, Fe, Ti)

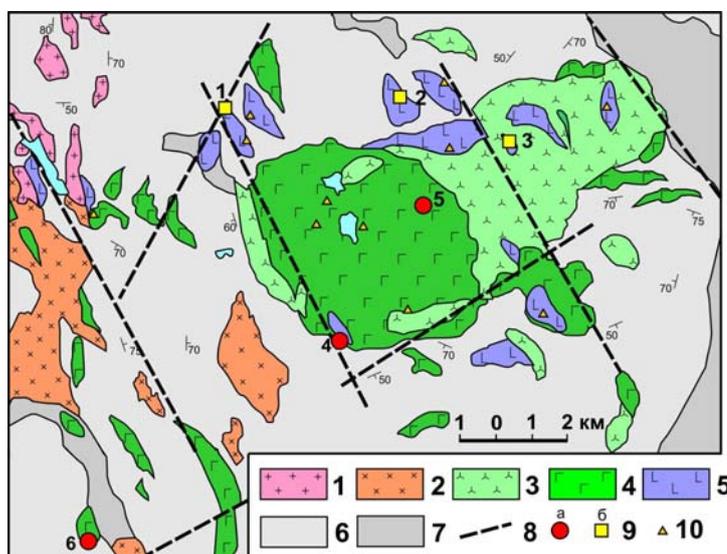
В Приладожье рудные концентрации, сформированные в связи со свекофенским раннеорогенным магматизмом в обстановке активной континентальной окраины, установлены в интрузивах двух комплексов – кааламского клинопироксенит-габбронорит-диоритового и вялимякского клинопироксенит-диорит-монцодиоритового. Порфировая рудная минерализация в гипабиссальных габбродиорит-плагиопорфир-тоналитовых интрузивах суйстамской группы кааламского комплекса, ввиду ее последующей регенерации в связи с рудообразующими процессами коллизионной минерагенической системы, рассматривается в соответствующем разделе.

Рудоносность кааламского клинопироксенит-габбронорит-диоритового комплекса

В Кааламском массиве и его сателлитах (Араминлампи, Кеккоселька, Сурисуо, Коккомаки) выявлена благороднометалльная (БМ) минерализация, относящаяся по совокупности признаков к сингенетическому (Южно-Кааламское, Араминлампи, Коккомаки) и эпигенетическому (Сурисуо-1, Сурисуо-2, Рантамяки, Кеккоселька) типам (рис. 3.3) [Иващенко, Лавров, 1997; Иващенко, Голубев, 2011; Иващенко и др., 2016].

Рис. 3.3. Схема геологического строения Кааламского массива, по [Степанов и др., 2004б] с изменениями и дополнениями:

1 – лейкограниты, пегматоидные граниты (маткасельский комплекс, ~1.8 млрд лет); 2 – биотит-амфиболовые диориты, кварцевые диориты (якимский комплекс, ~1.85 млрд лет); 3–5 – кааламский клинопироксенит-габбронорит-диоритовый комплекс (~1.89 млрд лет): 3 – амфиболовые, амфибол-биотитовые диориты, кварцевые диориты, тоналиты; 4 – габбронориты, габбро; 5 – оливинные клинопироксениты, плагио-клинопироксениты, меланократовые габбронориты и габбро; 6 – кварц-биотитовые, углеродсодержащие сланцы, кварцитопесчаники, кварциты, гнейсосланцы с гранатом, андалузитом (ладожская серия); 7 – сланцы слюдястые, графитосодержащие, прослои песчаников, амфиболовых сланцев и амфиболитов, линзы мраморов, пироксеновых скарноидов (сортавальская серия); 8 – тектонические нарушения; 9 – проявления благороднометалльной минерализации: а – сингенетический тип (4 – Южно-Кааламское, 5 – Кейносет, 6 – Араминлампи), б – эпигенетический тип (1 – Сурисуо, 2 – Кеккоселька, 3 – Рантамяки); 10 – пункты благороднометалльной минерализации



Наиболее характерным и изученным проявлением сингенетического благороднометалльного оруднения в породах кааламского магматического комплекса является Араминлампинское – локализованное в одноименном интрузиве в 12 км к западу от Кааламского массива.

Араминлампинский массив – небольшой (1000×250 м) межформационный внедрившийся по границе отложений сортавальской и ладожской серий дифференцированный интрузив линзовидно-пластовой морфологии в подвернутом крыле одноименной антиклинальной структуры (рис. 3.4).

Массив отчетливо дифференцирован – от оливинных пироксенитов в лежащем боку до габбро – в висячем (рис. 3.4). Рудный горизонт мощностью ~10–11 м приурочен к пироксенитам в их контактовой зоне с нижезалегающими оливинными пироксенитами. Рудная минерализация представлена рассеянной пирротиновой вкрапленностью с подчиненным развитием халькопирита, пирита, пентландита, Со-пентландита (Со < 10 %), валлереита, магнетита, титаномагнетита, хроммагнетита, хромшпинели, ильменита, галенита, сфалерита, молибденита, годлевскита, хорманита, хедлейита, висмутотеллуридов (цумоит, пильзенит), самородных висмута и золота (Ag 10–20 %), висмутина, галеновисмутита, вольтскита, гессита, штютцита, алтаита, Se-галенита, кобальтина, арсенипирита, леллингита, никелина, Ag-ковеллина, электрума и минералов МПГ (майченерит, мертеит-2, сперрилит, Rh-сперрилит, меренскиит, фрудит, садберит, Pd-мелонит, Pd, Pt-мелонит, стибииопалладинит, соболевскит, котульскит, теларгпалит, урванцевит) (рис. 3.5). Содержание Cu – 0.1–0.2 %, Ni – 0.03–0.1 %, Co – 0.01–0.03 %, Ag – 0.1–1.1 г/т, Sc – 70–90 г/т, ΣМПГ, Au – 0.2–0.5 г/т.

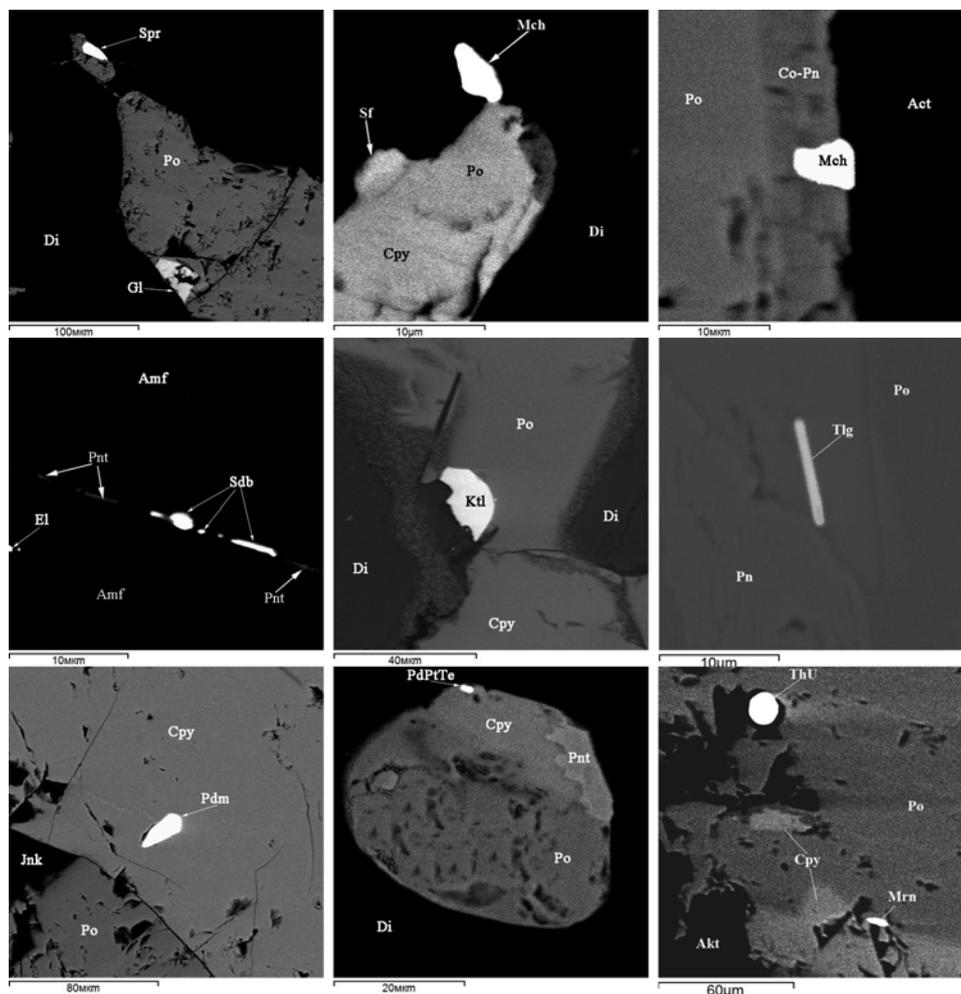
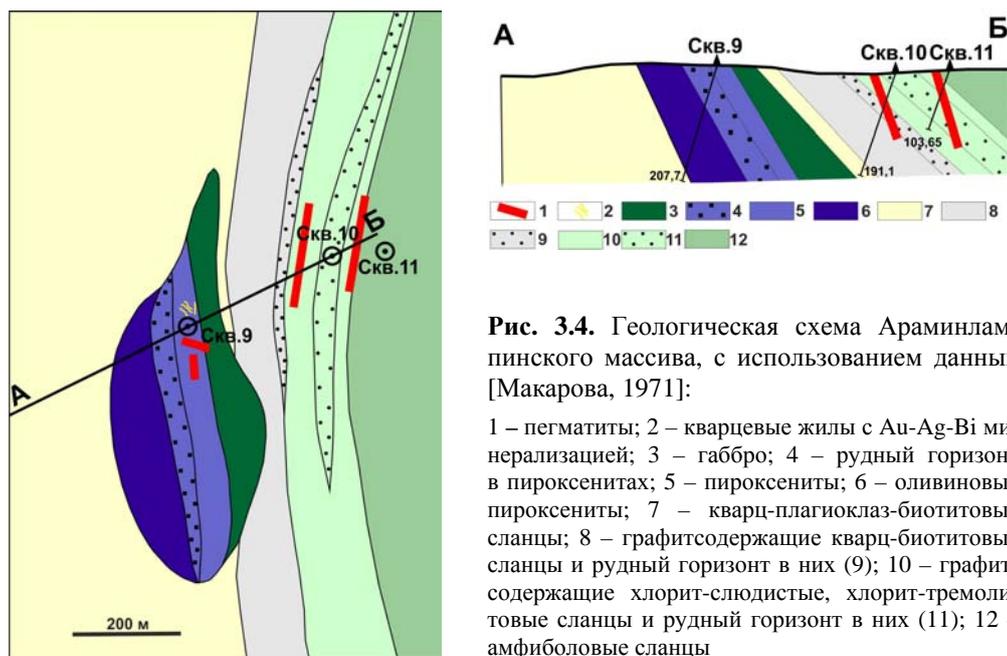


Рис. 3.5. Платинометальная минерализация сингенетического типа в Араминлам-
пинском массиве:

Akt – актинолит, Amf – амфибол (роговая обманка), Co-Pn – кобальт-пентландит, Cpy –
халькопирит, Di – диопсид, El – электрум, Gl – галенит, Jnk – дженкинсит, Ktl – котульскит,
Mch – майченерит, Mrn – меренскит, Pdm – Pd-мелонит, Pnt – пентландит, Po – пирротин,
Sdb – садберит, Sf – сфалерит, Spr – сперрилит, Tlg – теларгпалит

Сингенетическое БМ оруденение формировалось в позднемагматическую стадию (~800 °С) с завершением в гидротермально-метасоматическую при температуре менее 271 °С и $\log fS_2 = (-3.06) - (-5.34)$. В метапироксенитах сохраняются первичные темноцветные минералы оливин, диопсид, магнезиогастингсит и хромшпинелиды. Последние варьируют по составу от субферрихромпикотита к субалюмохроммагнетиту и хроммагнетиту с доминирующим типом изоморфизма по « fO_2 тренду» ($Fe^{2+} + Ti^{4+} - 2Cr^{3+}$) (рис. 3.6), свидетельствующим о метаморфо-метасоматических преобразованиях первичного хромита в коровых условиях при температуре 500–550 °С (рис. 3.7).

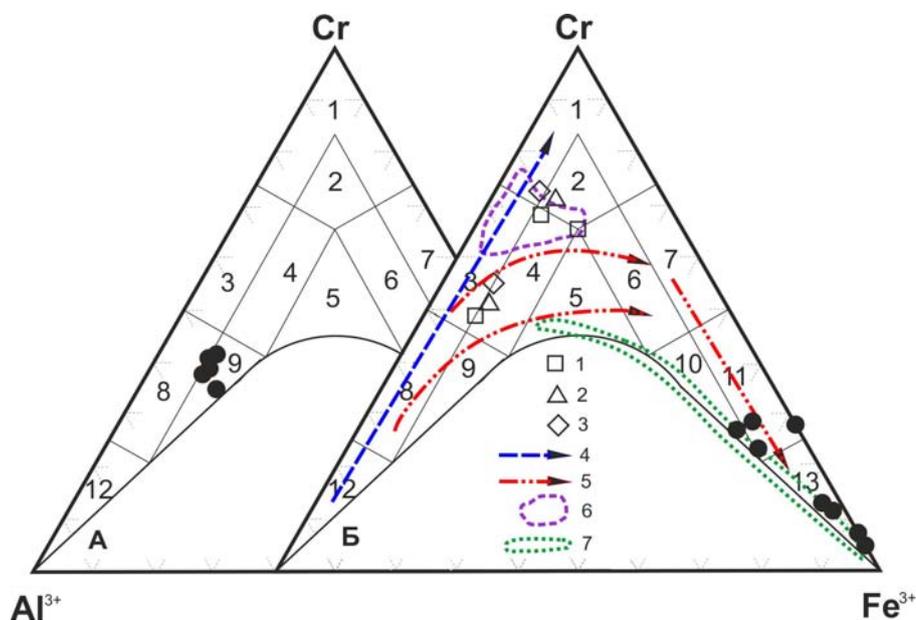


Рис. 3.6. Эволюция составов хромшпинелидов Араминлампинского массива при метаморфо-метасоматических преобразованиях. Состав исходных (А) и метасоматически измененных (Б) хромшпинелидов Араминлампинского массива (черные кружки) в сравнении со средними составами хромшпинелидов из различных типов руд офиолитовых массивов Полярного Урала, метасульфидов Беломорского мобильного пояса и Бураковского плутона:

черные кружки – Араминлампинский массив; 1–3 – массивы Полярного Урала: 1 – Рай-Из, 2 – Войкаро-Сыньинский, 3 – Кимперсайский; 4–5 – тренды эволюции состава хромшпинели из ультрабазитов [Перевожников и др., 2004]: 4 – первичный тренд дифференциации в верхней мантии, 5 – вторичные тренды метаморфических преобразований в коровых условиях; 6 – поле составов хромшпинелидов Бураковского плутона в Карелии [Николаев, 2009]; 7 – поле составов хромшпинелидов из метасульфидов оз. Серяк Беломорского мобильного пояса [Степанов и др., 2003]; 1–13 – подсемейства хромшпинелидов: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферрихромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит

В связи с Кааламским магматическим комплексом выявлено несколько проявлений эпигенетического благороднометалльного оруденения [Иващенко, Лавров, 1997; Иващенко, Голубев, 2011; Иващенко и др., 2016 и др.], из которых наиболее представительными и лучше изученными являются Сурисуо и Рантамяки (рис. 3.3).

Проявление Сурисуо размещается в пределах одноименного сателлита-отторженца(?) Кааламского массива, в узле пересечения тектонических нарушений северо-западного и северо-восточного направлений (рис. 3.3), выделяемых по геолого-геофизическим данным.

Массив Сурисуо размером 0.5 × 3 км имеет зональное строение: центральная часть – метапироксениты; периферия – габбро, габброамфиболиты (рис. 3.8).

В метапироксенитах отмечается рассеянная вкрапленность халькопирита, пирита, пирротина, пентландита, ильменита, магнетита, борнита, халькозина, сфалерита. Содержание рудных элементов невысокие: Cu – 0.1–0.6 %, Ni – 0.03–0.1 %, Co – 0.006–0.03 %.

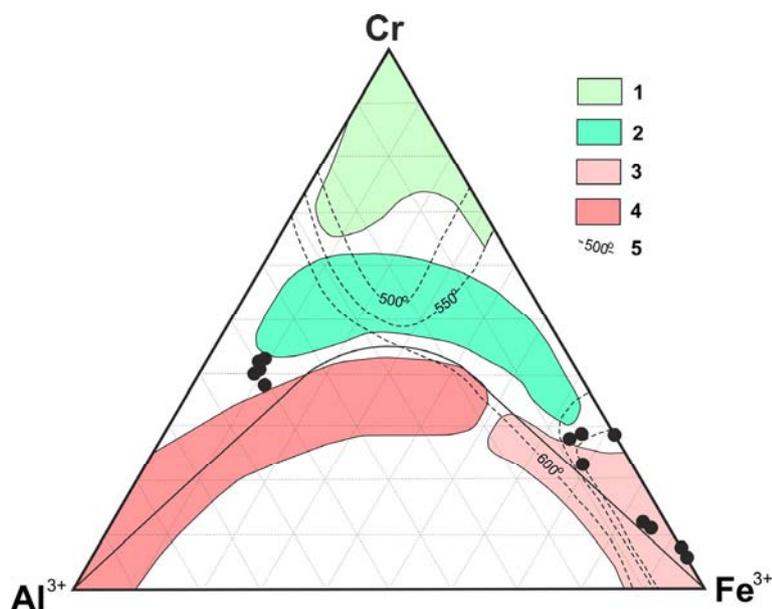


Рис. 3.7. Хромшпинелиды Араминламбинского массива в полях составов хромшпинелидов различных фаций метаморфизма; основа по [Karsiotis et al., 2016]:

1 – зеленосланцевая фация; 2 – низшие ступени амфиболитовой фации; 3 – высшие ступени амфиболитовой фации; 4 – гранулитовая фация; 5 – изотермы сольвуса хромшпинелид-форстерит

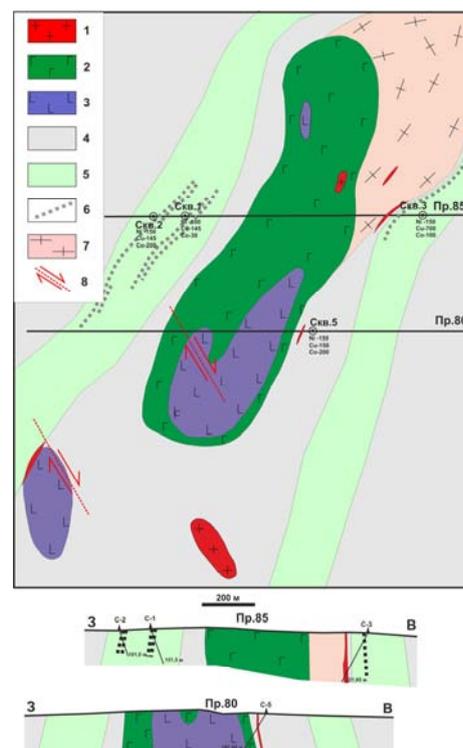


Рис. 3.8. Схема геологического строения массива Сурисуо, по [Макарова, 1971] с дополнениями:

1 – пегматоидные граниты и пегматиты; 2 – габбро, габброамфиболиты; 3 – метапироксениты; 4 – углеродсодержащие сланцы; 5 – биотит-амфиболовые и амфиболовые сланцы; 6 – горизонты сульфидной минерализации; 7 – гнейсодиориты; 8 – сдвиговые зоны

Однотипная в минералогическом аспекте, но варьирующая по интенсивности развития благородно-металлическая минерализация встречается преимущественно в границах разномасштабных и различно пространственно ориентированных зон сдвиговой деформации метапироксенитов (рис. 3.8, 3.9), контролировавших локализацию процессов амфиболитизации и более низкотемпературных изменений (биотитизации, хлоритизации, пренитизации, карбонатизации, окварцевания).



Рис. 3.9. Зоны сдвиговых дислокаций и интенсивного рассланцевания пород, изменения их состава и эпигенетической рудной минерализации (участок Сурисуо):

а – сдвиговая зона субмеридионального простирания и пологого западного падения (темные породы в левой части фотографии); б – крутопадающая сдвиговая зона северо-восточного простирания. Масштабная линейка указывает на север, цена деления – 1 см

Сравнение среднего состава выборок образцов пород из «наложенных» рудоконтролирующих сдвиговых структур и из их обрамления свидетельствует об имевших место аллохимических изменениях (рис. 3.10), которые могут интерпретироваться как суммарный результат процессов привноса вещества на различных стадиях рудогенеза.

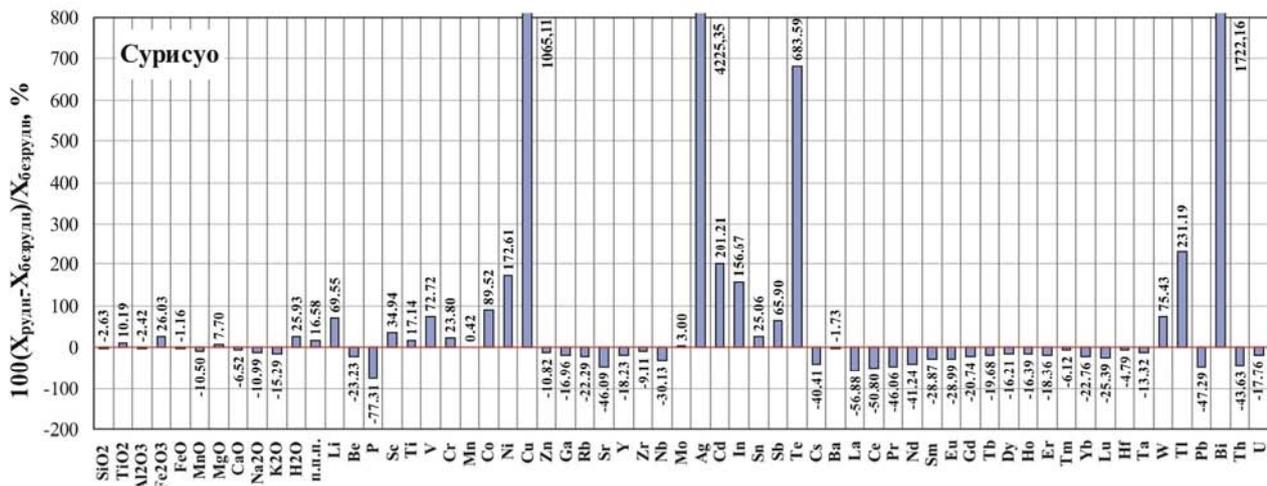


Рис. 3.10. Относительные изменения среднего содержания химических компонентов (X) основных пород в рудоконтролирующих зонах сдвиговой деформации ($X_{рудн}$; $n = 6$) по сравнению с безрудными «фоновыми» породами их обрамления ($X_{безрудн}$; $n = 3$) на участке Сурису

В ходе этих изменений породы, локализованные в зонах сдвиговой деформации, обогащались рудообразующими элементами (рис. 3.10), причем наиболее существенно – Cu, Ag, Te, Bi.

Эпигенетическая рудная минерализация – халькопирит, Со-пентландит (Со – до >20 %), Ni-пирит, бравоит, виоларит, арсениды, висмутотеллурид, самородное золото, электрум, минералы Ag, Pd, Pt и др. – формировалась при снижении температуры от 500 до 230 °C (рис. 3.11) и $\log f_{S_2} = (-4.81) - (-9.13)$ и контролировалась «наложенными» процессами полифазной сдвиговой деформации и метасоматоза, вероятно, сопряженными во времени с внедрением позднеорогенных гранитоидов, кульминацией регионального метаморфизма и с воздействием поздних интрузивных фаз (диоритов) Кааламского комплекса на более ранние (пироксениты).

Измененные метапироксениты имеют повышенные содержания – Cu (0.2–0.5 %), Ni (0.01–0.1 %), Со (до 0.05 %) и $\sum Au, Pt, Pd$ (0.1–0.9 г/т). Отмечается положительная корреляция содержаний БМ и меди. Золото изменяется по составу от высокопробного до электрума с примесью Hg до 16 %. Его минералами-концентраторами являются также соболевскит и фрудит (Au до 6 %). Изредка богатая эпигенетическая минерализация встречается в ксенолитах углеродистых сланцев и в экзоконтактах диоритов, прорывающих метапироксениты, в которых первичные пироксен и амфибол замещены Mg-роговой обманкой, актинолитом ($f = 0.1 - 0.45$), хлоритом ($f = 0.2 - 0.9$). Особенно характерна такая приуроченность благороднометалльной минерализации для рудопроявления Рантамяки (рис. 3.3), где установлены наиболее высокие содержания \sum БМ (до 11 г/т), а также меди (до 2 %), никеля (до 0.2 %) и кобальта (до 0.02 %).

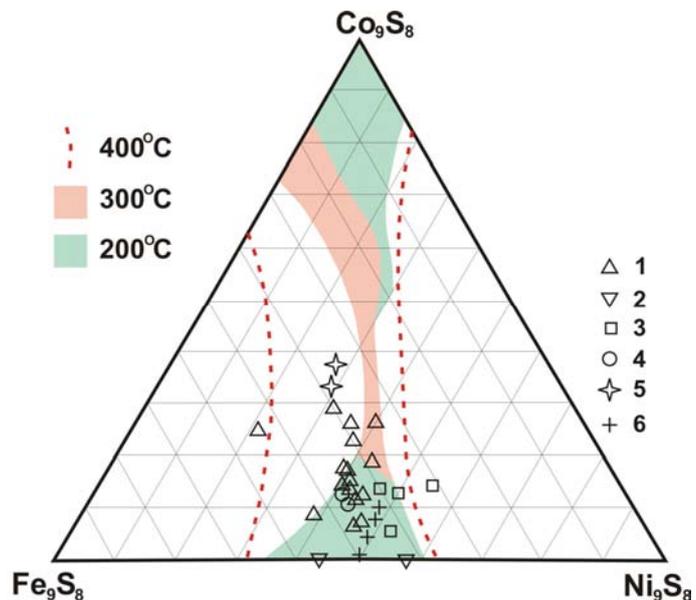


Рис. 3.11. Состав Со-пентландита эпигенетического благороднометалльного оруденения Кааламского комплекса на диаграмме Fe – Со – Ni, основа по [Kaneda et al., 1986]:

1 – Араминлампи; 2 – Ихаланваара; 3 – Рантамяки; 4 – Коккомяки; 5 – Кеккоселька; 6 – Сурису

Видовой состав платинометалльной минерализации этого рудопроявления характеризуется также большим разнообразием (рис. 3.12).

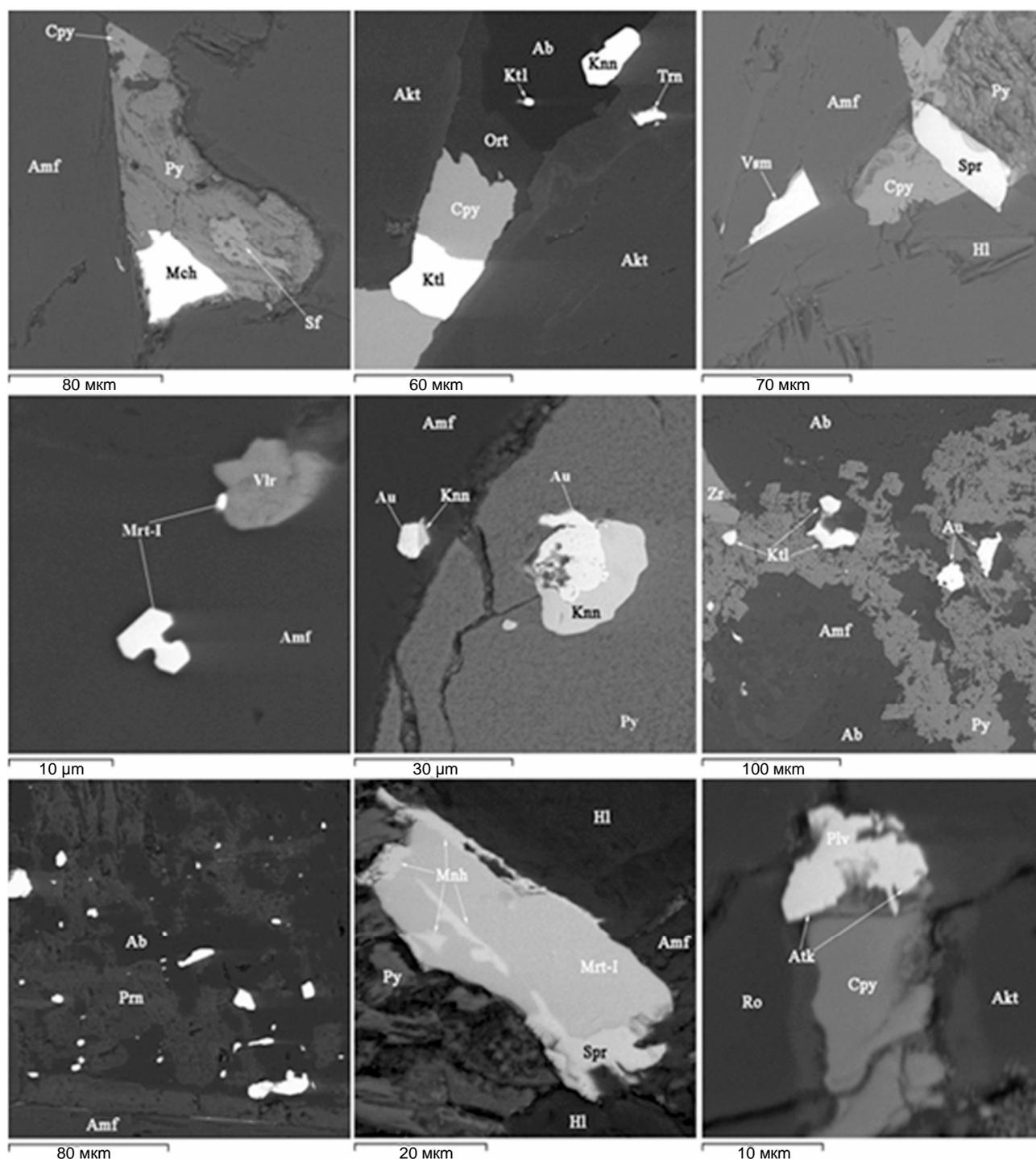


Рис. 3.12. Благороднометалльная минерализация проявления Ран'тамайки:

Ab – альбит; Akt – актинолит, Amf – амфибол (магнезиогастингсит), Atk – атоцит, $(Pd,Pt)_3Sn$, Au – золото самородное, Cpy – халькопирит, Hl – хлорит, Knn – койоненит, $Pd_{7-8}SnTe_2$, Ktl – котульскит, $Pd(Te,Bi)$, Mch – майченерит, $(Pd,Pt)(Bi,Te)_2$, Mnh – мончеит, $(Pt,Pd)(Te,Bi)_2$, Mrt-1 – мертеит-1, $Pd_{11}(Sb,As)_4$, Ort – ортоклаз, Plv – паоловит, Pd_2Sn , Prn – пренит; Py – пирит, Ro – роговая обманка, Sf – сфалерит; Spr – сперрилит, $PtAs_2$, Trn – торнрузит, $Pd_{11}As_2Te_2$; Vlr – виоларит; Vsm – висмутин

Минеральные ассоциации сингенетического и эпигенетического типов оруденения Кааламского магматического комплекса имеют черты сходства и различия (табл. 3.2). Большинство рудных минералов в них отличается разнообразным сложным изоморфизмом.

Таблица 3.2

Минеральные ассоциации БМ оруденения Кааламского магматического комплекса

Сингенетическое	Эпигенетическое
Минералы Cu, Ni, Co, Fe, Ti	
Пирротин (Ni – 2 %), халькопирит, пирит, ковеллин, кобальтин, герсдорфит, пентландит, Со-пентландит (Со – 4–10 %), Со-виоларит, паркерит, никелин, зигенит, годлевскит, саманит, хороманит, магнетит, Сг-магнетит, Тi-магнетит, хромшпиль, арсенопирит, леллингит, ильменит (Mn – 1.3–5.3 %), гетит, гидрогетит, сидерит	Халькопирит, пирит, пирит (Ni – 2 %), бравоит (Ni – 2.6–9.0 %), пирротин, пентландит, Со-пентландит (Со – 5–20 %), виоларит, макинавит, саманит, зигенит, кобальтин, ковеллин, идаит, ильменит (Mn – 4.5 %), магнетит, Сг-магнетит, гетит, гидрогетит, дворникит
Минералы Bi, Te, Se, Pb, Zn, Mo	
Теллурувисмутит, пильзенит, Se-пильзенит, Se-кочкарит, клаусталит, алтаит, Ag-алтаит, галенит, галеновисмутит, Se-галенит (Se – 10 %), сфалерит (Fe – 1–9 %, Cd – 0–5.0 %), мелонит, висмут и медь самородные, цумоит, хедлейит, буланжерит, кавачулит, кехлинит, молибденит, смирнит, раклиджит, церуссит	Хедлейит, пильзенит, теллурувисмутит (Ag – 2 %), цумоит (Ag – 2 %), теллуруневскит, кочкарит, кавачулит, саддалебакит, галенит (Se до 5 %), алтаит, клаусталит, тетрадимит, йекоарит, Се-цумоит (Se – 5 %), висмутин, поубаит, сфалерит (Cd до 2.3 %), молибденит, свинец, олово и цинк самородные, англезит
Минералы Pt, Pd, Au, Ag	
Сперрилит, Rh-сперрилит, меренскиит, майченерит, котульскит, соболевскит, фрудит, садбериит, мертеит-2, теларгпалит, урванцевит, стибипалладинит, боровскит, Pd-мелонит, Pd,Pt-мелонит, Bi-Pd-мелонит, Pd-sztrókauite, золото (Au _{0.63-0.75} Ag _{0.25-0.37}) и серебро самородные, электрум, эмпрессит, аргентопентландит, вольнскит, гессит, штюццит, фазы составов: Pd ₃ (Bi,Te) ₂ , Pd ₂ (Te,Bi), PdNi ₂ Te ₄ , Pd ₂ Bi, Pd ₃ (Sn,As,Sb)	Майченерит, котульскит, Bi-котульскит, фрудит, Au-фрудит, урванцевит, сперрилит, брэгит, куперит, гексастебиопаникелит, кейтконит, сопчеит, мончеит, соболевскит, меренскиит, мертиит-1, паоловит, койоненит, торнрусит, паларстанид, атокит, высокоцит, теллуropалладинит, наддреттит, ирарсит, платарсит*, изоферроплатина*, холлингвортит, платина, палладий, золото (Au _{0.45-1.00} Ag _{0.00-0.55} , Hg – до 8 %) и серебро самородные, амальгама (AgHg), электрум кюстелит, сильванит, аргентопентландит, вольнскит, акантит, ченгуодаит, штюццит
Второстепенные и аксессуарные минералы	
Титанит, циркон, бадделейт, апатит (Cl – 0.9 %, F – 2.6 %), ортит, рутил, монацит, Се-бритолит, барит, Th-уранинит, торит, торианит, шеелит, графит	Барит (Sr до 3 %), титанит, апатит (Cl – 0.6 %, F – 2.7 %), молибденит, касситерит, шеелит, церуссит, монацит, бадделейт, ортит, циркон, халениусит, Sr-барит (Sr – 4 %), дациншанит
Минералы рудовмещающих пород	
Диопсид (f = 0.12–0.23), роговая обманка (f = 0.22–0.50), магнезиогастингсит (f = 0.34–0.43), оливин (f = 0.29), плагиоклаз (№ 11-52-80), тремолит (f = 0.1), актинолит (f = 0.20–0.75), альбит, калишпат (Ba – 8 %), цоизит (f = 0.01–0.05), эпидот (f = 0.18), серицит, биотит (f = 0.52), флогопит (f = 0.18), пренит, хлорит (f = 0.31–0.80), серпентин (f = 0.11–0.56), кальцит	Гастингсит (f = 0.38–0.59), актинолит (f = 0.18–0.39), тремолит, клинопироксен (реликты, f = 0.21–0.37), хлорит (f = 0.36–0.76), биотит (f = 0.40–0.44), альбит, плагиоклаз (№ 30–80), ортоклаз (Ba до 6.5 %), эпидот (f = 0.12, V до 1 %), цоизит, турмалин, кварц, мусковит-парагонит-маргарит, пренит, кальцит

Примечание. * – по данным [Лавров, 2013].

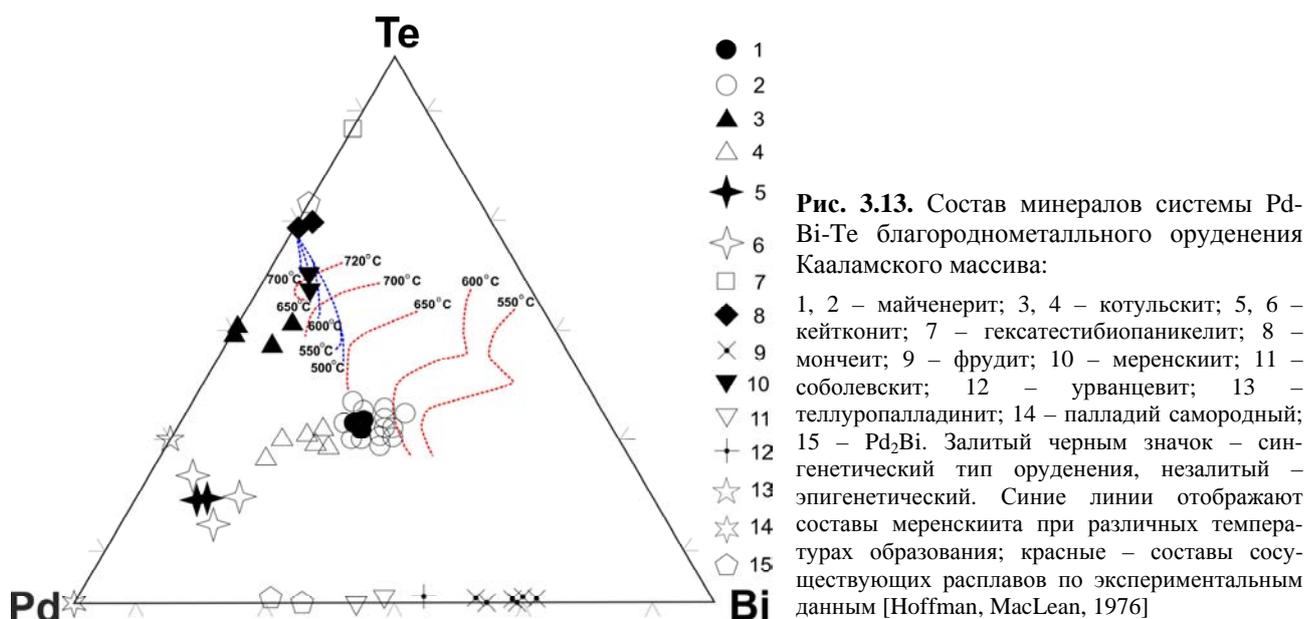
Особенно это характерно для минералов систем Bi-Te-Se-Pb и Pd-Bi-Te. В обоих типах руд установлено более сорока БМ фаз (табл. 3.3) с доминированием минералов Pd-Bi-Te системы. В этой системе в составе одноименных минералов в сингенетическом типе оруденения преобладает теллур, а в эпигенетическом – висмут (рис. 3.13).

Таблица 3.3

Минералы благородных металлов рудопроявлений Кааламского магматического комплекса

№	Минералы	№	Минералы
1	Акантит – Ag ₂ S	24	Надреттит – Pd ₂ Sb
2	Амальгама Ag – AgHg	25	Палладий – Pd
3	Аргентопентландит – Ag(Fe,Ni) ₈ S ₈	26	Паоловит – Pd ₂ Sn
4	Атокит – (Pd,Pt) ₃ Sn	27	Платарсит* – (Pt,Rh,Ru)AsS
5	Вольнскит – AgBiTe ₂	28	Платина – Pt
6	Высоцит – (PdNi)S	29	Pd-пентландит* – (Ni,Pd) ₅ Fe ₄ S ₈
7	Гексастебиопаникелит – (Pd,Ni)(Sb,Te)	30	Садбериит – PdSb
8	Гессит – Ag ₂ Te	31	Серебро – Ag
9	Золото – Au	32	Сильванит – AgAuTe ₄
10	Изоферроплатина* – Pt ₃ Fe	33	Соболевскит – PdBi
11	Ирарсит – (Ir,Ru,Rh,Pt)S ₂	34	Сопчеит – Ag ₄ Pd ₃ Te ₄
12	Кейтконит – Pd ₃ Te	35	Сперрилит – PtAs ₂
13	Койоненит – Pd _{7-x} SnTe ₂ (0,5 ≤ x ≤ 0,8)	36	Стибиопалладинит – Pd ₅ Sb ₂
14	Котульскит – Pd(Te,Bi)	37	Pd-Sztrókauite – Bi ₃ TeS ₂
15	Куперит – PtS	38	Теларгпалит – (PdAg) ₃ Te
16	Кюстелит – (Ag,Au)	39	Теллуropалладинит – Pd ₅ Te ₄
17	Pd-мелонит – (Ni,Pd)Te ₂	40	Tönnroosite – Pd ₁₁ As ₂ Te ₂
18	Pd,Pt-мелонит – (Ni,Pd,Pt)Te ₂	41	Урванцевит – Pd(Bi,Pb) ₂
19	Майченерит – PdBiTe	42	Фрудит – PdBi ₂
20	Меренскиит – PdTe ₂	43	Chenguodaite – Ag ₉ FeTe ₂ S ₄
21	Мертиит-1 – Pd ₁₁ SbAs ₄	44	Штюццит – Ag ₅ Te ₃
22	Мертиит-2 – Pd ₈ SbAs ₃	45	Электрум – (Au,Ag)
23	Мончеит – Pt(Te,Bi) ₂		

Примечание. * – по данным [Лавров, Кулешевич, 2016].



Эпигенетическая БМ минерализация отличается от сингенетической большим видовым разнообразием и более низкой пробностью золота (рис. 3.14). Для нее, в частности, характерны такие редкие минералы, как койнонит ($Pd_{7-x}SnTe_2$, $0.5 \leq x \leq 0.8$), торнрусит ($Pd_{11}As_2Te_2$), налдреттит (Pd_2Sb) и др.

Таким образом, видовой состав рассматриваемых минеральных ассоциаций отражает различия разноэтапного благороднометалльного рудогенеза в Кааламском магматическом комплексе, а некоторые минералы, входящие в эти ассоциации, могут служить индикаторами интенсивности проявленного рудного процесса, что имеет важное металлогенетическое значение.

Отчетливыми поисковыми признаками БМ оруденения в интрузивных телах Кааламского комплекса служат проявления существенно медной сульфидной минерализации (халькопирит, пирротин) в метапироксенитах, контактовых зонах метапироксенитов с другими магматическими дифференциатами и вмещающими углеродистыми сланцами, а также в зонах сдвиговой деформации горных пород и низкотемпературного метасоматоза. Минералами-индикаторами относительно более богатой БМ рудной минерализации (Cu, МПГ, Au, Bi, Te) являются, кроме халькопирита, высокожелезистые ($f = 0.6-0.9$) хлориты типа брунсвигита и шамозита, никельсодержащий пирит, обогащенный никелем вплоть до составов, отвечающих бравоиту, и Со-пентландит ($Co > 10\%$).

Четкое разделение факторов контроля, поисковых критериев и признаков рудоносности для сингенетического и эпигенетического благороднометалльного оруденения Кааламского магматического

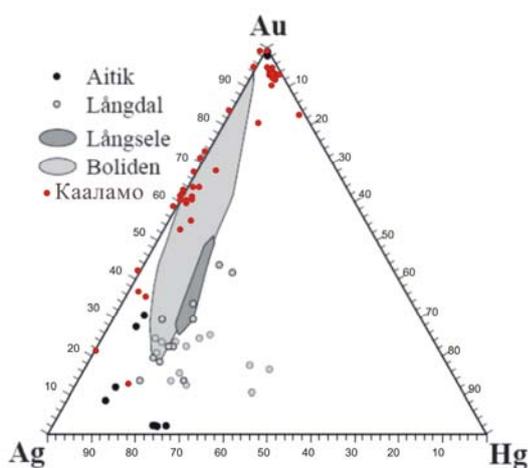


Рис. 3.14. Состав золота Кааламских рудопроявлений и золоторудных месторождений Швеции, с использованием данных [Nysten, 1986; Bergman et al., 1996; Weihed et al., 2002]

комплекса осложняется часто наблюдаемым их совмещением. Эпигенетические минеральные преобразования, по всей вероятности различной природы, отмечаются повсеместно в породах комплекса. Они отличаются по интенсивности, масштабности и завершенности проявления. Соответственно, выделение прогнозных и поисковых факторов и критериев для каждого из обсуждаемых типов оруденения осуществлялось с учетом четко локализованного проявления сингенетического рудогенеза в массивах (эндоконтактовые фации и критические зоны в их пределах, разграничивающие дифференциаты, резко отличающиеся по кремнекислотности и магнизиальности) и более пространственно распространенного эпигенетического с другими формами локального контроля (зоны сдвиговых деформаций, рассланцевания, брекчирования). Выяснение, анализ и систематизация этих факторов и критериев, проведенные на рудных объектах преимущественно «чистой» генетической линии (с доминированием

син- или эпигенетических признаков), показали их тождественность для обоих типов оруденения на геотектоническом и формационно-магматическом уровнях и существенные различия в структурном, петрологическом и в меньшей мере в минералого-геохимическом аспектах (табл. 3.4).

Таблица 3.4

Факторы контроля и поисковые критерии благороднометалльного оруденения Кааламского генотипа

Сингенетический тип			Эпигенетический тип		
Факторы контроля	Поисковые критерии	Признаки рудоносности	Факторы контроля	Поисковые критерии	Признаки рудоносности
Геодинамический активная континентальная окраина Свекофеннского орогена	Формационно-магматический раннеорогенный клинопироксенит-габбронорит-диоритовый комплекс	Коренные выходы метапироксенитов с Pt, Pd, Au содержащей сульфидной минерализацией	Геодинамический активная континентальная окраина Свекофеннского орогена (коллизийная стадия)	Формационно-магматический раннеорогенный клинопироксенит-габбронорит-диоритовый комплекс	Коренные выходы пренит-хлорит-амфиболовых метасоматитов с Pt, Pd, Au содержащей сульфидной минерализацией
Структурный межформационные интрузии	Литологический горнблендиты, метапироксениты, их контакты с диоритами, углеродистыми сланцами	Измененные околорудные породы амфиболитизированные, хлоритизированные метапироксениты	Структурный межформационные интрузии, приконтактовые зоны рассланцевания	Литологический пренит-хлорит-амфиболовые метасоматиты по метапироксенитам	Измененные околорудные породы амфиболитизированные, хлоритизированные метапироксениты с кальцитом и пренитом
Формационно-магматический клинопироксенит-габбронорит-диоритовая	Структурный эндоконтактовые зоны со стороны лежащего бока интрузивов	Минералы-индикаторы и элементы-спутники халькопирит, пирротин, хромшпинелиды, хроммагнетит; Cu, Ni, Co, Bi, Te, As	Формационно-магматический клинопироксенит-габбронорит-диоритовая	Структурный зоны сдвиговых деформаций в эндоконтактовых фациях интрузивов	Минералы-индикаторы и элементы-спутники халькопирит, пирротин; пирит, бравоит, Со-пентландит; Cu, Ni, Co, Bi, Te, As, Mo, W
Литологический горнблендиты, метапироксениты		Геофизические аномалии магнитные аномалии (1000–2000 нТ)	Литологический пренит-хлорит-амфиболовые метасоматиты по метапироксенитам		Геофизические аномалии магнитные (1000–2000 нТ)
Петрологический отчетливая дифференциация: перидотиты, оливиновые пироксениты, пироксениты, габбро			Петрологический средне- и низкотемпературные метасоматические преобразования метапироксенитов		
Геохимический рудные концентрации в «критических» зонах – контрастных по химсоставу					

Минерагения вялимякского клинопироксенит-диорит-монцодиоритового комплекса

В Вялимякском массиве известно одноименное позднемагматическое титаномагнетитовое месторождение, открытое Х. Холмбергом в 1885 г., и несколько пунктов благороднометалльной минерализации, ассоциирующейся с вкрапленностью сульфидов в титаномагнетитовых рудах или в непосредственной близости от них [Иващенко, Лавров, 1997; Алексеев и др., 2005; Иващенко, Голубев, 2011; Алексеев, Кулешевич, 2017; Голубев, Иващенко, 2017].

Титаномагнетитовые рудные тела преимущественно шпирообразной морфологии приурочены к амфиболитизированным пироксенитам в краевых частях массива [Громова, 1951; Минерально-сырьевая..., 2005]. Установлено пять крупных линзовидных тел рудных метапироксенитов – Вялимяки 1, 2, Чупуканмяки, Харкинмяки, Хехкенмяки (рис. 3.15).

Рудные залежи в них крутопадающие, мощностью 40–200 м и протяженностью 180–600 м. Содержание титаномагнетита в рудах варьирует в пределах 10–90 %, ильменита – 5–15 %. Текстуры руд вкрапленные (от густо- до бедно-вкрапленных), вкрапленно-прожилковые, реже массивные, структуры преимущественно среднезернистые. Рудные минералы представлены октаэдрическими и пентагондодекаэдрическими кристаллами титаномагнетита с ламеллями и неправильной формы обособлениями ильменита, который при более поздних низкотемпературных метаморфо-метасоматических

преобразованиях иногда замещается титанитом. Содержание Mn в ильмените варьирует в пределах 1.06–2 %, что несколько ниже, чем в ильмените из зоны гибридных диоритов. В составе собственно магнетита содержание Ti обычно не превышает первых долей процента, а V составляет 0.6–1 %, изредка – до 2.8 %. По данным И. А. Алексеева, среднее содержание ванадия в концентрате магнитной фракции – 2.04 %. Для ильменит-титаномагнетитовых руд были рассчитаны прогнозные ресурсы ванадия категории P₂ в количестве 2 тыс. т V₂O₅ [Алексеев, 2005]. В небольшом количестве (1–2 %, местами – до 4–10 %), не образуя крупных скоплений, в рудах содержится апатит.

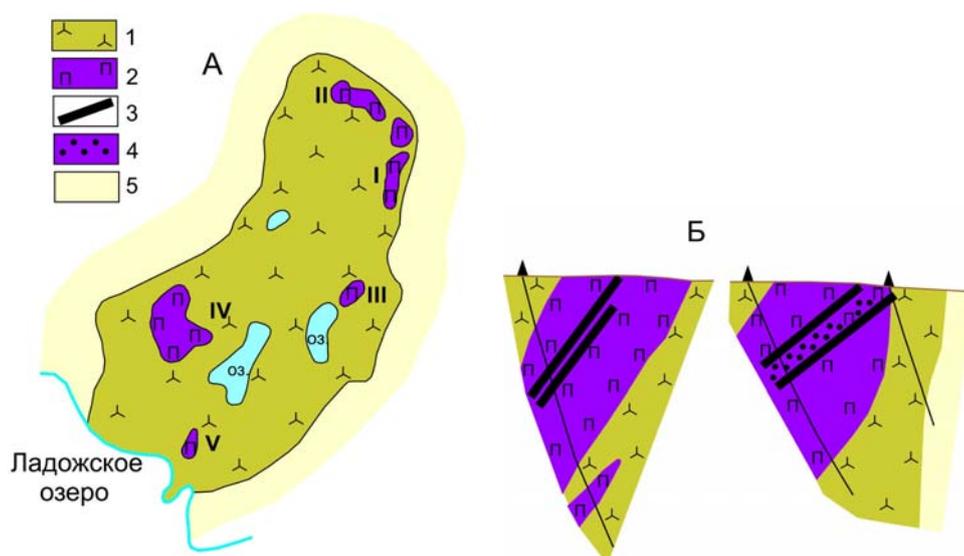


Рис. 3.15. Схема размещения клинопироксенитовых тел с титаномагнетитовым оруденением в Вялимякском массиве, по [Громова, 1951; Юдин, 1987]:

1 – габбродиориты, монцодиориты, диориты; 2 – метаклинопироксениты; 3–4 – титаномагнетитовые руды: 3 – сплошные, 4 – вкрапленные; 5 – вмещающие породы (сланцы ладожской серии). А – план, Б – разрезы. Клинопироксенитовые тела с титаномагнетитовым оруденением: I – Вялимяки-1, II – Чепуканьяки, III – Вялимяки-2, IV – Харкинмяки, V – Хехкенмяки

Главные темноцветные минералы рудных габбропироксенитов представлены моноклинным пироксеном, магматической роговой обманкой и развивающимся по ним в зонах рассланцевания актинолитом. В итерстициях развит средний плагиоклаз (№ 36–40). Изредка встречаются ромбический пироксен и оливин. На контакте с Fe-Ti-оксидами в пироксенитах и габбро выделяется биотит с содержанием Ti 0.7–1.2 %. В меланократовых габбропироксенитах с ильменит-титаномагнетитовым оруденением отмечается также убогая вкрапленность сульфидов, сопровождающаяся более низкотемпературными силикатами (актинолитом, хлоритом) и кальцитом.

Месторождение разрабатывались с конца XIX в. Всего было добыто ~388 тыс. т руды с содержанием Fe₂O₃ (валового) 22.3 % (среднее 15.46 %), TiO₂ 6.25 %, V₂O₅ 0.1–0.61 %, P₂O₅ 0.02–0.53 %. В обогащенном рудном концентрате содержание железа составляло 59.73–62.48 %.

По данным бурения [Громова, 1951] на глубине были вскрыты преимущественно бедные вкрапленные руды. С учетом исторических сведений запасы титаномагнетитовых руд на Вялимякском месторождении составляют 130 млн т [Минерально-сырьевая..., 2005], прогнозные ресурсы пентоксида ванадия – ~500 тыс. т. В настоящее время из-за низкого качества и небольших запасов руды месторождение Вялимяки отнесено к непромышленным.

Пункты благороднометалльной минерализации в Вялимякском массиве относятся к малосульфидному платино-палладиевого типу в зонах низкотемпературных изменений метапироксенитов с бедной сульфидной (халькопирит, пирит) вкрапленностью (содержание ∑Pt, Pd, Au – до 0.7 г/т) [Ивашенко, Лавров, 1997; Алексеев и др., 2005; Ивашенко, Голубев, 2011; Алексеев, Кулешевич, 2017; Голубев, Ивашенко, 2017]. Нерудными минералами-индикаторами МПГ-минерализации в этих зонах являются хлорит (f – ≥0.70), биотит (f – ≥0.50, Cl – ≥0.3 %), калиевый полевой шпат (Ba – ≥2 %), гизингерит. Наиболее обильная (до 30 %) сульфидная вкрапленность, выполненная преимущественно пиритом, тяготеет к зонам трещиноватости и гидротермально-метасоматической проработки метапироксенитов.

Содержание Cu в породах массива составляет 15–100, Zn 31–100, Ni 10–70, Co 10–50, Pb 5–20 г/т. В титаномагнетитовых рудах с сульфидной вкрапленностью содержание этих металлов существенно возрастает – Cu до 0.6 %.

Минералы МПП встречаются в сростании с теллуридами Ag и Bi в халькопирите или вблизи его включений в амфиболе, иногда нарастая на поверхность зерен халькопирита, магнетита или ильменита. Среди них доминируют майченерит, фрудит, меренскиит. Тонкодисперсное золото тяготеет к относительно наиболее богатым гнездовым и вкрапленно-прожилковым халькопиритовым скоплениям в актинолит-хлоритовой массе.

Особенности распределения, минеральные ассоциации и видовой состав благороднометалльной минерализации (табл. 3.4), представленной микронными выделениями (рис. 3.16), свидетельствуют о наибольшей вероятности ее эпигенетического происхождения при возможном проявлении здесь более поздних эндогенных процессов, далеко отстоящих от времени становления массива. Доказательством этого могут служить результаты Pb-Pb изотопного датирования пирротиновой – 310–440 млн лет [Виноградов и др., 1959] и в целом сульфидной – ~450 млн лет [Балтыбаев и др., 2017] минерализации Вялимякского массива.

Таблица 3.5

Видовой минеральный состав пунктов благороднометалльной минерализации Вялимякского массива

Минералы Fe, Ti, Cu, Ni, Co
Титаномагнетит, магнетит (V – до 2.8 %, Cr – до 1.8 %), ильменит (Mn – 1.2–5.3 %), гематит, кобальтин, зигенит, халькопирит, борнит, ковеллин, хейкоцит, пирит, Со-пирит (Со 6–8 %), пирротин, марказит, гетит
Минералы As, Bi, Te, Se, Pb, Zn
Арсенопирит, леллингит, галенит, Se-галенит, сфалерит (Fe – до 8.3 %, Cu – до 5 %), теллуrowисмутит, хедлейит, цумоит, сульфоцумоит, тетрадимит, висмут самородный
Минералы Pt, Pd, Rh, Au, Ag
Котульскит, майченерит, меренскиит, мертиит-II, сперрилит, Rh-сперрилит, теллуropалладинит, соболевскит, фрудит, миассит-заппинит?, золото, электрум (Au _{0.63-0.69} Ag _{0.31-0.37}), мальдонит, гессит, штюццит, аргентопентландит
Второстепенные нерудные и акцессорные минералы
Апатит, титанит, рутил, циркон, бадделеит, барит (Sr до 3 %), шеелит, молибденит, кюрит, ричетит, турмалин, кварц, шпинель-плеонаст, анортотоклаз, оливин, ортит, паризит, графит, касситерит, медь самородная, уранинит, торит
Минералы рудовмещающих пород
Клинопироксены (авгит-салит f – 0.24–0.42), диопсид f – 0.18–0.22), амфибол (роговая обманка, f – 0.37–0.58, актинолит, f – 0.27–0.50), плагиоклаз (№ 16–54), биотит (f – 0.37–0.55), флогопит (f – 0.20), ортоклаз (Ba до 3 %), эпидот (f – 0.22–0.28), альбит, серицит, хлорит (f – 0.73), кальцит, иддингсит, гизингерит, пренит, кварц

С целью определения времени формирования пород и руд Вялимякского массива были исследованы Pb изотопные системы калиевого полевого шпата (Kfs), пирита и пирротина, отобранных из одних и тех же образцов [Балтыбаев и др., 2017]. Эти минералы, имеющие низкое начальное U/Pb отношение, не подвергнутые изменениям после кристаллизации, должны отражать геохимические особенности свинца источника пород, а их $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношения – соответствовать Pb модельному возрасту. Анализ изотопных составов свинца Kfs и сульфидов показал их резкое различие: у сульфидов Pb оказался значительно более радиогенным (рис. 3.17). Такую разницу изотопных составов можно объяснить, если предположить, что состав Kfs соответствует времени кристаллизации габброидов t_1 (~1890 млн лет по U-Pb датированию циркона), а сульфиды образовались и захватили Pb в момент времени t_2 , когда во вмещающих габброидах накопился радиогенный свинец за интервал времени от t_1 до t_2 . В таком случае тренд изотопных отношений свинца сульфидов в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, если не было привноса* свинца извне, имеет геохронологический смысл.

Рассчитанный возраст сульфидов t_2 оказался равным 400–460 млн лет (погрешность возраста зависит от точности определения изотопного состава Pb). Близкий к этому изохронному возрасту получился модельный возраст сульфидов (450 млн лет) по пересечению линии регрессии с кривой накопления свинца с $\mu = 10.4$.

* Pb – вполне подвижный элемент при метаморфо-метасоматических преобразованиях пород. Вследствие этого галенит, наряду с пирротинитом и пиритом, – один из самых распространенных рудных минералов в породах Приладожья. Учитывая, что Вялимякский интрузив внедрился во вмещающие ладожские сланцы до регионального метаморфизма и впоследствии вместе с ними испытал его существенное воздействие, вероятность миграции, включая и привнос, рудных элементов в пределах массива в этот период времени исключать нельзя (В. И. Иващенко).

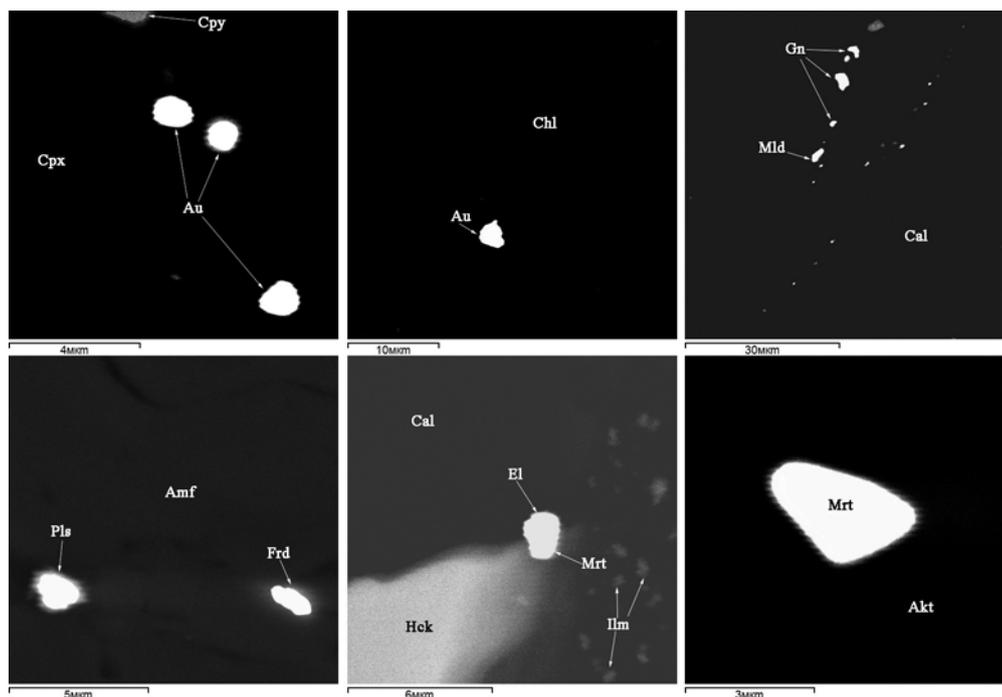


Рис. 3.16. Благороднометалльная минерализация в метапироксенитах Вялимякского массива: Au – золото самородное, Akt – актинолит, Amf – амфибол (роговая обманка), Cal – кальцит, Chl – хлорит, Cpx – клинопироксен, El – электрум, Frd – фрудит, Gn – галенит, Hck – хейкоцит, Ilm – ильменит, Mld – мальдонит, Mrt – мертиит, Pls – пильзенит

Таким образом, полученные результаты показали, что изотопный состав свинца Kfs, очевидно, отвечает протерозойскому времени магматической кристаллизации пород массива, а сильно радиогенные свинцы сульфидов, вероятно, свидетельствуют об их более позднем (каледонском) времени образования.

Поскольку в Вялимякском массиве минералы золота и МПГ обычно ассоциируют с изученными сульфидами (по крайней мере, с частью их), то выявление каледонской тектоно-термальной активизации и связанного с ней минералообразования позволяет по-новому взглянуть на тектонические условия распределения и локализации благороднометалльной минерализации.

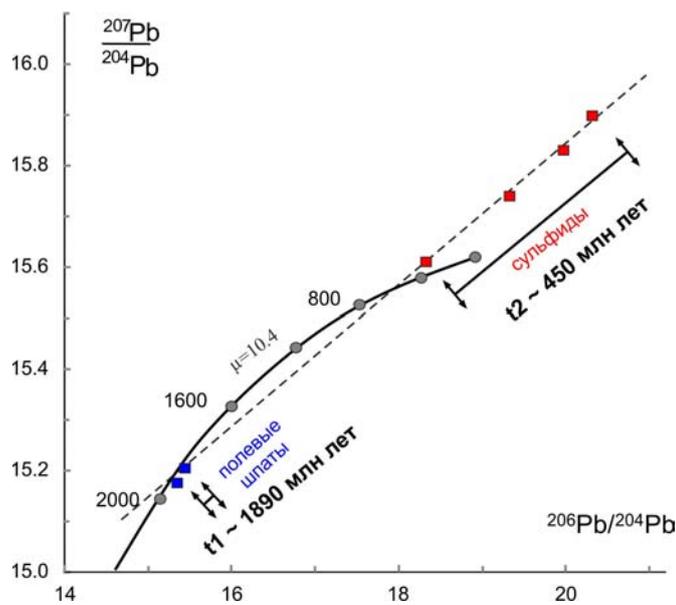


Рис. 3.17. График $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ с изотопными составами калиевого полевого шпата, пирита, пирротина из габброидов массива Вялимяки и кривой эволюции Pb от 3–2.8 млрд лет при $\mu = 10.4$ [Stacey, Kramers, 1975; Nuhma, 1986] при начальных $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 13.356$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 14.534$

3.2.1.3. Коллизионная минерагеническая система (W, Pb, Zn, Au)

Коллизионная минерагеническая система связана с проявлением интенсивных складчатых, сдвиговых и разрывных деформаций, высокоградиентного зонального метаморфизма и ультраметаморфизма, сопровождающегося гранитообразующими процессами, в совокупности обуславливавшими формирование высокотемпературных метасоматитов в обрамлениях гнейсогранитных куполов (скарны и скарноиды с вольфрамовым и полиметаллическим оруденением) и сдвиговых зон с низко- и среднетемпературными рудоносными (Au, Ag, As, Sb, Te, Bi, Pd, Pt) метасоматитами в тоналитах и метапироксенитах Кааламского комплекса [Иващенко и др., 2016], metabазальтах сортавальской [Иващенко и др., 2008a] и турбидитах ладожской [Иващенко и др., 2002] серии. Также в ходе эволюции этой системы происходит формирование неметаллических полезных ископаемых метаморфогенного генезиса – высокоглиноземистое (ставролит, андалузит, силлиманит) и камнесамоцветное (ювелирный гранат) сырье, графит, месторождения мрамора, блочного и щебеночного камня (рассматриваются в разделе 3.3).

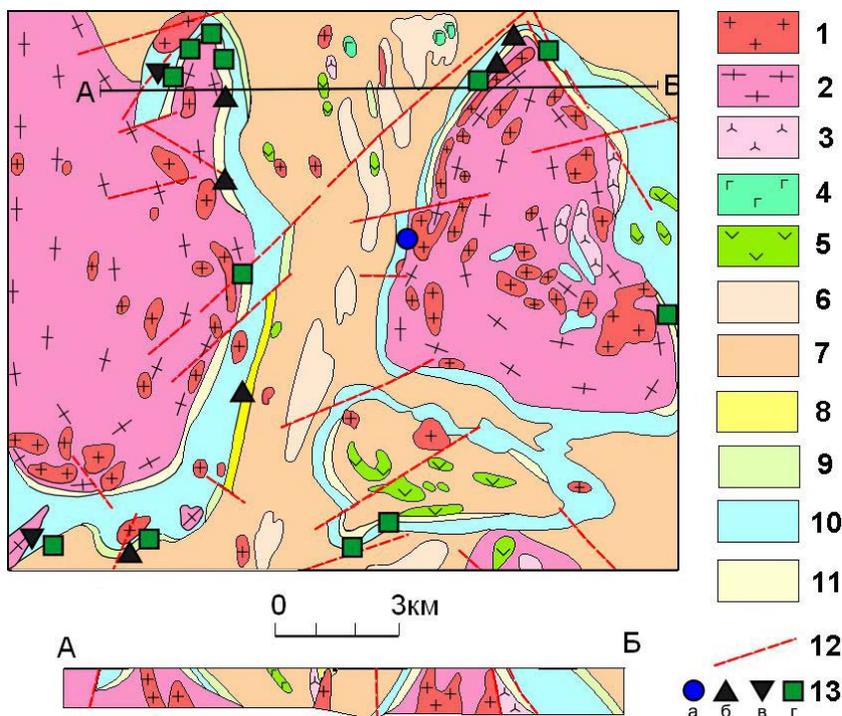
Вольфрамовое оруденение скарново-скарноидного типа

Вольфрамовые проявления известны в Приладожье с конца прошлого века [Макарова, 1971a]. Они относятся к нескольким типам скарново-шеелитового оруденения [Никольская, Гордиенко, 1975; Гавриленко и др., 1980; Иващенко, 1982, 1987].

Проявления шеелитовой минерализации в измененных магнезиальных скарнах, образованных при региональной гранитизации нижнепротерозойских вулканитов и доломитов сортавальской серии в обрамлении гнейсогранитных куполов (рис. 3.2, 3.18). Они размещаются в зоне амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Шеелитовая минерализация локализована в измененных магнезиальных скарнах, слагающих пластообразные тела невыдержанной мощности, часто с прослоями сланцев, скарноидов, прожилками гранитоидов, по которым происходили смещения. Мощность скарновых тел с убогой шеелитовой минерализацией не превышает 20–30 м, а протяженность достигает 2–5 км.

Рис. 3.18. Схема геологического строения Иокирантско-Латвасюрского района скарново-шеелитовых проявлений Приладожья [Макарова, 1971b; Иващенко, 1982]:

1 – посторогенные лейкограниты и пегматоидные граниты; 2 – гнейсограниты, мигматиты, гнейсы (реоморфизованный архейский фундамент); 3, 4 – раннеорогенные интрузии: 3 – плагиограниты, тоналиты, 4 – габброиды, кварцевые диориты; 5 – диабазы, габбродиабазы, габброамфиболиты; 6, 7 – ладожская серия: 6 – кварциты, кварцитопесчаники, 7 – кварц-биотитовые сланцы, гнейсосланцы и мигматиты по ним; 8–11 – сортавальская серия: 8 – апоскарновые кварцевые метасоматиты верхнего карбонатного горизонта, 9 – преобразованные магнезиальные, участками апомагнезиальные известковые скарны (верхний карбонатный горизонт), 10 – амфиболиты, амфиболовые, биотитовые и графитистые сланцы с прослоями скарнированных карбонатных пород, апоалюмосиликатных скарнов и скарноидов, 11 – апомагнезиальные известковые и измененные магнезиальные скарны (нижний карбонатный горизонт); 12 – тектонические нарушения; 13 – рудопроявления вольфрама и полиметаллов



Синхронно с образованием магнезиальных скарнов по доломитам подстилающие их амфиболиты, амфиболовые и графитистые сланцы были в различной степени гранитизированы. Из области гранитизации происходил существенный вынос рудных элементов (W, Mo, Zn, Cu, Bi, Ni, Co, Y, Ti, V, Ge, Cr, Sc, Mn, Zr), большинство которых на регрессивной стадии концентрировалось в скарнах [Иващенко, 1987]. Происходила своеобразная автолизия субстрата, характерная для докембрийских

регионов [Tweto, 1960]. Вольфрам изоморфно входил в минералы преобразованных магнезиальных скарнов и частично обособлялся в виде шеелита, молибдошеелита и зейригита. Кроме этого, в скарнах содержатся магнетит, пирротин и молибденит. Присутствие последнего указывает на изменения окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных условий при постмагматических преобразованиях магнезиальных скарнов, благоприятствовавших его выделению. Шеелит кристаллизовался одновременно с тремолитизацией диопсида, сопровождавшейся выделением избыточного кальция, связываемого вольфрамат-ионом.

Редкометалльно-вольфрамовое оруденение в известковых скарнах, развивавшихся по магнезиальным скарнам региональной гранитизации в экзоконтактах посторогенных гранитоидов (Латвасюрья, Якима, Йокиранта и др.). Рудопроявления размещаются в зоне амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

В раннюю щелочную стадию одновременно с образованием апомагнезиальных известковых скарнов происходила микроклинизация посторогенных гранитов («серые» преобразовывались в «розовые»), сопровождавшаяся уменьшением содержаний вольфрама в биотитах до 1.3 г/т [Гавриленко и др., 1980]. Вольфрам выносился из гранитов и при понижении температуры растворов, обусловившем повышение их кислотности, отлагался в скарнах. Аналогичный вынос вольфрама осуществлялся из гнейсогранитных куполов. В связи с этим микроклинизированные граниты («розовые»), невольфрамосные, по мнению ряда исследователей, имеют пониженные содержания вольфрама ($X_{33} = 1.9$ г/т), геохимия которого в этом процессе сходна с таковой при формировании вольфрамовых месторождений района Саламанки в Испании [Encarnacion et al., 1976]. В Приладожье шеелитовая минерализация локализована в окварцованных пироксеновых скарнах и околоскарновых породах. В гранитизированных скарновых залежах шеелит концентрируется в ксенолитах ферросалитовых скарнов, образуя скопления крупных кристаллов (до 3–4 см) с отчетливым замещением пироксена (рис. 3.19).

Образование шеелита происходило в кислотную стадию после амфиболитизации пироксена при температуре, видимо, несколько выше 320–380° (результаты декрепитации, данные Г. Т. Скублова). Местами его отложение сопровождалось флюоритовыми прожилками, а также выделением бурого, мутного, с облачным погасанием альбита, сходного с таковым из скарнов Чорух-Дайрона [Власова, Жариков, 1975]. Флюоритизация скарнов наиболее интенсивно проявлена в обрамлении Йокирантского гнейсогранитного купола и сопровождается баритовой минерализацией. Шеелитсодержащие барит-флюоритовые жилы мощностью до 0.5 м отмечаются и за пределами скарновых тел в амфиболовых сланцах.

Развитие раннего шеелита в неизмененных известковых скарнах и повышенные содержания вольфрама в скарновых минералах свидетельствуют о высокой его активности в растворах скарновой стадии. Наиболее изученные рудопроявления в апомагнезиальных известковых скарнах Приладожья размещаются в обрамлении Латвасюрского гнейсогранитного купола (рис. 3.2, 3.18), в пределах которого установлено [Макарова, 1971а, б] несколько линзовидно-пластовых рудных тел, невыдержанных размеров, с глубиной полностью гранитизированных. Мощность их составляет 0.4–3.8 м, содержания трехоксида вольфрама достигают первых процентов. Кроме шеелита в скарнах присутствуют молибденит, вольфрамит, касситерит, висмутин, самородный висмут и ряд сульфидов.



Рис. 3.19. Шеелит (светлое) с реликтами пироксена (серо-зеленое) в слабо окварцованном и амфиболитизированном пироксеновом скарне, р. Латвасюрья

Сульфидно-шеелитовое оруденение в известковых инфильтрационных эндоскарнах и скарноидах известно в обрамлениях Латвасюрского и Кирьяволахтинского гнейсогранитных куполов [Иващенко, 1987].

В Приладожье наиболее перспективны крупные ксенолиты скарнированных амфиболитов и провесы кровли (амфиболовые сланцы) в малых интрузиях посторогенных гранитов, а также тектонически проработанные зоны совместного развития контрастных пород (амфиболитов, доломитов и пегматоидных гранитов). В кислотную стадию апоамфиболитовые известковые скарны подверглись кварц-полевошпатовому метасоматозу, сопровождавшемуся более

низкотемпературными изменениями с выделением тремолита, кальцита, шеелита и сульфидов. Неравномерная вкрапленность шеелита избирательно сконцентрирована в измененных ферросалитовых скарнах и скаполит-ферросалитовых породах. Местами отмечаются порфиробластические скопления и отдельные прожилки шеелита, образованные в доинверсионную фазу стадии кислотного выщелачивания из слабокислых растворов, нейтрализующихся в основной среде скарнов с заимствованием из них кальция. В отличие от апокарбонатных скарнов района, в которых максимумы шеелитообразования и кварцевого метасоматоза совпадают, в апоамфиболитовых скарнах ко времени кульминации окварцевания отложение шеелита прекращалось.

Во всех охарактеризованных типах вольфрамового оруденения региона главным рудным минералом является шеелит, имеющий ряд типоморфных особенностей для каждого из этих типов оруденения.

В вольфрамовых проявлениях в измененных магнезиальных скарнах кроме шеелита содержится также молибдошеелит и зейригит [Макарова, 1971а, б] с размером зерен в пределах 0.01–0.1 мм. Судя по вариациям цвета люминесценции вольфрамовых минералов из слабо и сильно измененных магнезиальных скарнов от ярко-желтого к желтому и зеленовато-голубому, они характеризуются, видимо, постепенным уменьшением повеллитовой составляющей, и, следовательно, в наименее преобразованных скарнах возможно нахождение повеллита. В зависимости от интенсивности проявления кислотного выщелачивания магнезиальных скарнов происходило «очищение» шеелита от молибдена и других примесей.

Шеелит апомагнезиальных известковых скарнов представлен двумя генерациями: ранней – в неизмененных салитовых и ферросалитовых скарнах и поздней – сопряженной с амфиболизацией, окварцеванием и флюоритизацией. Шеелит-I в округлых (изометричных), линзовидных и неправильной формы зернах (до 1–2 мм) выполняет интерстиции между призматическими кристаллами пироксена. Шеелит-II представлен бипирамидальными кристаллами в существенно окварцованных ферросалитовых и геденбергитовых скарнах, а также прожилковидными и изометричными выделениями в амфиболизированных и (или) скаполитизированных околоскарновых породах. Наиболее крупные кристаллы шеелита обычно гранулированы. По химическому составу и содержанию рудных элементов (за исключением редких земель) шеелит первой и второй генераций отличается незначительно [Иващенко, 1987]. Шеелит известковых эндоскарнов и скарноидов встречается преимущественно в двух морфологических разновидностях – порфиробластические и прожилковидные выделения в апоамфиболитовых образованиях и мелкие неправильной формы зерна в эндоскарнах по гранитам. Шеелит данного типа скарновых проявлений по сравнению с шеелитами апомагнезиальных известковых скарнов имеет более высокие содержания редкоземельных элементов (30–500 г/т), бериллия (2–400 г/т) и низкие – стронция (70–200 г/т).

Типохимические особенности шеелитов Приладожья неоднократно освещались в литературе [Кудрина, 1975, 1976; Горобец, Кудрина, 1976; Волков, 1978; Гордукалов, Барабанов, 1980]. Всеми исследователями отмечалось низкое содержание в них элементов-примесей по сравнению с шеелитами фанерозойских месторождений. Стерильность шеелитов, вероятно, обусловлена неоднократной регенерацией оруденения и гидротермально-метасоматическими изменениями.

Распределение редкоземельных элементов в шеелитах различных минеральных ассоциаций указывает на отсутствие зависимости их содержаний от сонахождения с кальцийсодержащими минералами, установленной [Горобец, Кудрина, 1976] для шеелитов различного генезиса. Наибольшие содержания редких земель (до 0.1 %) характерны для шеелитов, ассоциирующихся с высокотемпературными скарновыми минералами – гранатом, пироксеном и скаполитом, а минимальные (50 г/т и менее) – для шеелитов из окварцованных и амфиболизированных скарнов.

Не отмечается также и определенной закономерности в концентрации иттриевой и цериевой групп редкоземельных элементов в шеелитах различных участков (Латвасюрья, Яккима и др.). Вероятно, это объясняется отсутствием вертикальной зональности в рудных телах либо их интенсивной гранитизацией и низким уровнем эрозионного среза, вскрывающего «корни» скарноворудных залежей. Накопление иттриевой группы отмечается только в шеелитах поздних генераций вне зависимости от глубинности их образования, как это установлено для месторождения Кти-Теберда на Кавказе [Багдасаров, 1979].

Изотопный состав кислорода шеелита из Латвасюрья [Борщевский и др., 1979] свидетельствует о вероятном его образовании из растворов магматического генезиса ($\delta^{18}\text{O} = +7\text{--}+9\%$). При этом перенос оксоаниона WO_4 осуществлялся при повышенном парциальном давлении CO_2 , изменения которого, видимо, были основными регуляторами шеелитообразования.

По химическому составу и геохимическим особенностям шеелиты Приладожья сходны с шеелитами докембрийских скарновых проявлений Украины [Яценко и др., 1975].

Рудопроявления вольфрама. Большинство рудопроявлений сосредоточено в обрамлении Латвасюрского гнейсогранитного купола. Самое крупное из них – Латвасюрское – приурочено к известковым апомагнезиальным скарнам нижнего карбонатного горизонта питкьярантской свиты. В скарновом горизонте мощностью 8–20 м и прослеженной протяженностью 3–3.5 км выявлено 10 неправильных линзообразных рудных тел, средние параметры которых составляют: длина 40–140 м, ширина 20–25 м, мощность 1–3 м. Запасы триоксида вольфрама до глубины 25 м оценены в 453 т при содержании 0.08–3.40 % (среднее 1.13 %). По результатам технологических исследований выделен вольфрамовый концентрат высшего сорта (содержание WO_3 67.9 % с коэффициентом извлечения вольфрама 89.1 %).

Остальные рудопроявления (Западно-Латвасюрское, Савайнюкское, Менсунваарское, Коммунарское, Рюттюярвинское, Кварцитовое, Яккимское, Кирьяволахтинское, Палолампинское) по состоянию изученности менее масштабны и с более низкими содержаниями вольфрама. На проявлении Кварцитовом установлены повышенные содержания золота – до 0.2 г/т, на Кирьяволахтинском – меди (0.16–0.83 %) и цинка (0.01–1.6 %), на Палолампинском – молибдена (0.01–0.03 %) и цинка (0.08–0.6 %), на Яккимском – бериллия (0.01–0.2 %) [Макарова, 1971б].

Полиметаллическое гидротермально-метасоматическое оруденение в карбонатных породах

Полиметаллические проявления приурочены преимущественно к западному и северному обрамлениям Иокирантского гнейсогранитного купола (рис. 3.2, 3.18) – р. Иокиранта, Вайтасаари и др. Они представляют собой верхние уровни скарнорудной системы посторогенных гранитоидов. Полиметаллическое оруденение, сопровождающееся во многих местах флюоритовой, баритовой и шеелитовой минерализацией, сосредоточено в окварцованных эпидотизированных и скаполитизированных пироксеновых скарнах и серпентинизированных кальцифирах, образованных по карбонатным породам сортавальской серии.

Бурением (Карельская ГЭ) крутопадающий (40–80° на запад) рудоносный горизонт прослежен по простиранию на 7 км до глубины 150–200 м. Его мощность на севере Иокирантской структуры составляет 60–70 м, на юге – 20–30 м. В пределах этого горизонта установлено 8 линзовидных рудных тел мощностью 5–10 м и протяженностью $n10$ м, в составе которых доминирует минеральная ассоциация кислотной стадии (кварц, серицит, карбонат, флюорит, барит, альбит) с реликтами измененных скарновых минералов и полиметаллическим оруденением. Встречаются гнезда (до 1.5×2.0 м) богатых руд с содержанием свинца и цинка >10 %, вольфрама – до 0.6 %, золота – до 0.25 г/т, а также линзовидно-жильные обособления мощностью до 1 м кварц-флюоритового или баритового состава, в которых сульфиды сосредоточены только в зальбандах. В районе плотины на р. Китенйоки известна субсогласная мономинеральная баритовая жила мощностью 0.5–1 м, приуроченная к контактовой зоне гнейсогранитов Иокирантского купола и амфиболовых сланцев сортавальской серии. Барит содержит около 2 % стронция. Амфиболовые сланцы вблизи жилы обильно минерализованы сульфидами, содержат шеелит, а на удалении в 20–30 м пересекаются многочисленными зонами прокварцевания, милонитизации и диафтореза.

Главные рудные минералы на Иокирантских проявлениях – сфалерит и галенит – представлены несколькими генерациями. Сфалерит-I, темно-коричневый до черного, встречается в виде кристаллически-зернистых агрегатов с характерной спайностью. Содержание железа в нем около 9 %. Он пересекается прожилками более светлоокрашенного сфалерита-II и галенита. Сфалерит-III – светло-желтый кристаллический. Содержание железа в нем не превышает 2 %. По содержанию элементов-примесей сфалериты разных генераций отличаются несущественно. Отмечается положительная корреляция содержаний Mn, Cu и Cd с содержанием Fe. По результатам LA-ICP-MS анализа, в сфалерите и галените установлены высокие содержания (г/т): Ag – 1–30, 1000–4000; Au – 0.1–1.0, 1.5–17.0; In – 10–40, 10–30; Bi – 0.1–10, 2000–3000; Sb – 0–0.1, 10–800, соответственно. Кроме этого, в сфалеритах постоянно присутствует Cd – в среднем ~2 %.

К второстепенным рудным минералам на Иокирантских проявлениях относятся халькопирит, шеелит, зейригит, молибденит, пирит, пирротин, кубанит, магнетит, виллемит.

Прогнозные ресурсы полиметаллических руд составили для цинка 64 700 т, для свинца – 54 715 т.

Золоторудные проявления орогенного мезотермального типа

Месторождения золота *орогенного мезотермального* типа широко распространены в докембрии [Groves et al., 1998, 2003]. Многие из них относятся к крупным и суперкрупным: Тимминс-Поркьюпайн, Керкленд Лейк – Канадский щит; Калгурли – Западно-Австралийский кратон, Суурикуосикко – Фенноскандинавский щит и др. Ведущим генетическим типом золоторудной минерализации на территории Фенноскандии и в Карелии в частности, включая Приладожье, как и в других докембрийских регионах, является орогенный мезотермальный в зонах сдвиговых дислокаций.

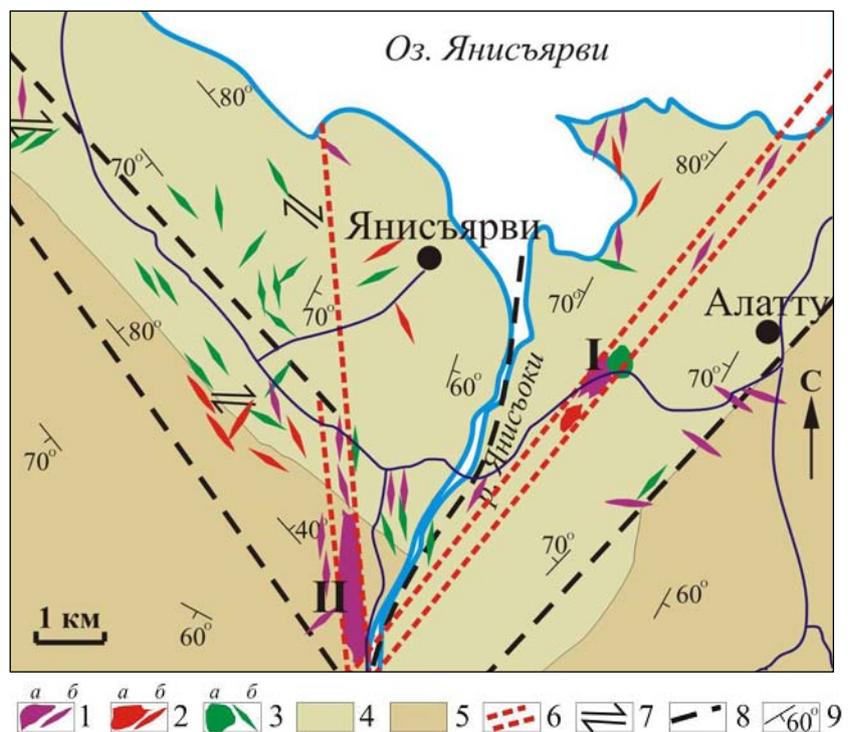
В пределах российской части промышленно золотоносной на территории Финляндии Раахе-Ладожской металлогенической зоны в Северном Приладожье выявлено несколько золоторудных проявлений орогенного мезотермального типа – Алатту, Пякюля, Янис в метатурбидитах ладожской серии и прорывающих их тоналитах [Артамонова, Духовский, 1989; Иващенко и др., 2000, 2002; Степанов и др., 2004; Иващенко, Голубев, 2011], объединяющихся в единое рудное поле. Эталонным и наиболее перспективным среди них является рудопроявление Пякюля [Иващенко и др., 2004 и др.]. К этому же типу оруденения относится золото-теллуридное проявление Райконкоски в метабазальтах соанлахтинской свиты [Ivashchenko et al., 2007; Иващенко и др., 2008б] и большинство пунктов золоторудной минерализации Приладожья.

Золоторудное поле Алатту-Пякюля-Янис

Контуры золоторудного поля Алатту-Пякюля-Янис определяются зонами сдвиговых дислокаций северо-восточного – субмеридионального простирания и ареалом проявления магматизма суйстамской группы кааламского плутонического комплекса в слабо метаморфизованных (зелено-сланцевая фация) метатурбидитах ладожской серии. В его пределах выявлено несколько рудопроявлений и пунктов рудной минерализации (рис. 3.20). Для некоторых из них по ряду признаков устанавливается генетическая связь с интрузивными образованиями суйстамской группы. Это относится к медно-молибден-порфировому штокверковому оруденению в низкотемпературно измененных тоналитах и гранодиоритах апикальных частей штоковидных интрузий (руд. Пякюля, Янис) и вольфрамово-му (шеелитовому) кварцево-жильному в дайках габброамфиболитов (руд. Вакаоя; Хейньоя), которое впоследствии участвует в формировании зон золото-сульфидной (мышьяковистой) минерализации орогенного мезотермального типа. Эта минерализация приурочена к зонам сдвиговых дислокаций и низкотемпературных гидротермально-метасоматических преобразований (березиты; кварц-серицитовые метасоматиты; пропилиты, кварцевые жилы) в штоках и дайках тоналитов, плагиигранитов, кварцевых порфиров (руд. Пякюля, Янис, Кварцевые порфиры, Янисйоки), в габброидных интрузивах (руд. Алатту, Пропилитовое) и в метатурбидитах ладожской серии (руд. Пякюля, Алалампи).

Рис. 3.20. Геологическая схема Янисъярвинского участка:

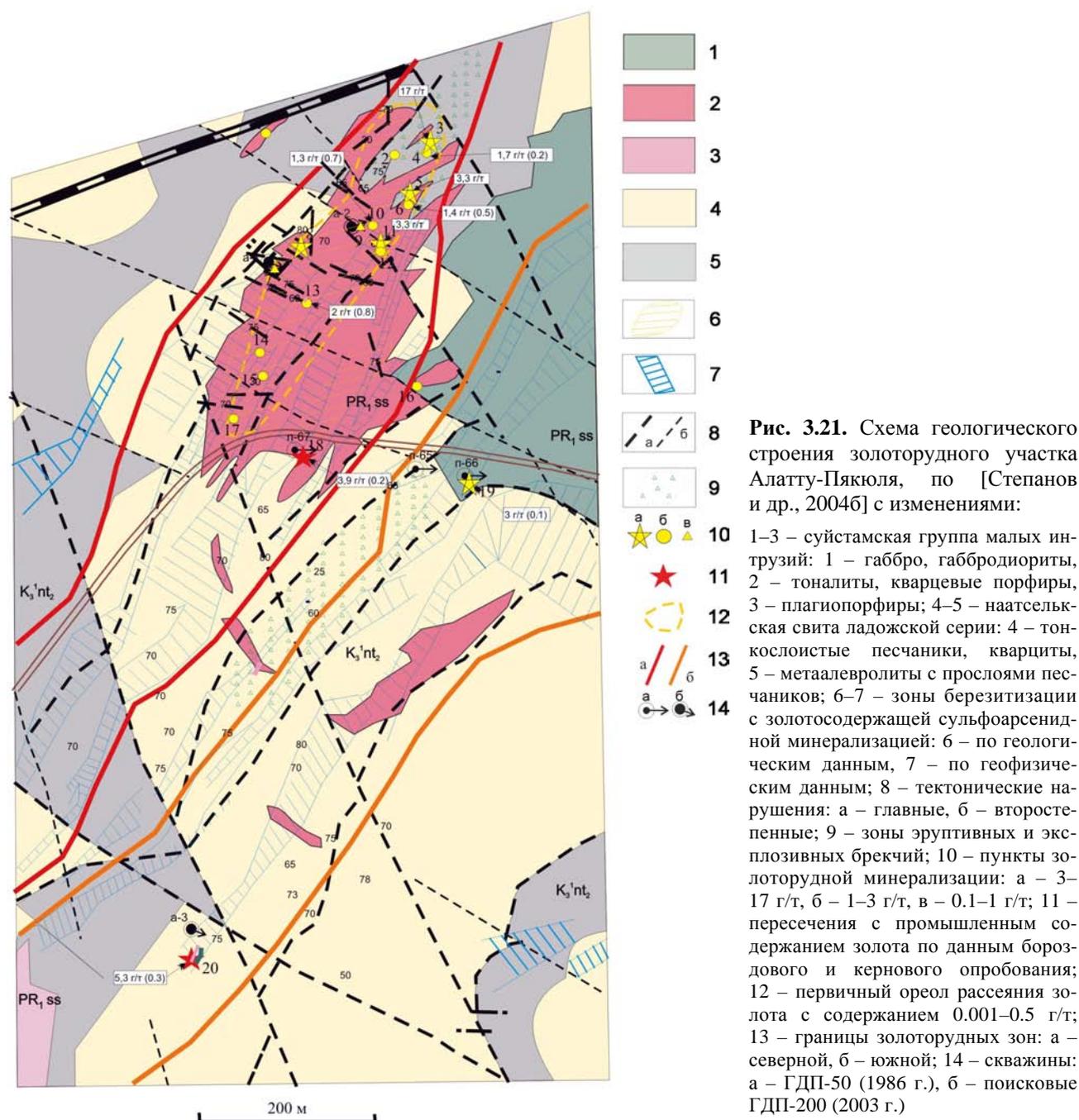
1–3 – свекофеннский синорогенный бимодальный магматический комплекс: 1 – кварцевые диориты, тоналиты, плагииграниты, риодациты и др. (а – штоковидные тела, б – дайки); 2 – кварцевые порфиры, гранитпорфиры (а – штоковидные тела, б – дайки); 3 – диориты, габбродиориты, габбро (а – штоковидные тела, б – дайки); 4–5 – метатурбидиты ладожской серии: 4 – грубое и ритмичное переслаивание метаалевролитов (биотитовых сланцев), песчаников и кварцитов (свита наатселька), 5 – грубое переслаивание метаалевролитов (андалузитовых, кордиерит-андалузитовых и кварц-плаггиоклаз-биотитовых сланцев) и песчаников (свита пялкъярви); 6 – золоторудоконтролирующие сдвиговые зоны с благороднометалльными проявлениями (I – Пякюля, II – Янис); 7 – элементарные сдвиговые структуры с пунктами золоторудной минерализации; 8 – тектонические нарушения; 9 – элементы залегания слоистости пород



Золото-сульфидное (мышьяковистое) оруденение в штоках и дайках тоналитов, плагиогранитов, кварцевых порфиров представлено руд. Пякюля, Янис (г. Лоухиваара), Кварцевые порфиры, Янисйоки.

Комплексное благороднометалльное проявление **Пякюля** расположено на площади Янисъярвинского участка (рис. 3.20) Северного Приладожья в пределах Раахе-Ладожской зоны сочленения Карельского кратона (AR₂) и свекофеннского складчатого пояса (PR₁). Восточнее в непосредственной близости к нему размещаются несколько пунктов золотой минерализации, выявленных при проведении геолого-съёмочных работ [Артамонова, Духовский, 1989] и объединенных в отчетных материалах под одним общим наименованием – «рудопоявление Алатту» золото-сульфидной формации в терригенных миогеосинклинальных комплексах.

Особенности геологии района золоторудного проявления Пякюля (рис. 3.21) определяются наличием габброидного штока (диаметр 0.5–0.6 км) с возрастом 1884.8 ± 5.2 млн лет [Богачев и др., 1999а] и нескольких более поздних, судя по геологическим соотношениям, малоразмерных (0.3–200 × 10–1000 м) тел гранитоидов.



Наиболее интенсивно рудогенез проявлен в пределах небольшой (прослеженная протяженность ~1 км, мощность ~200 м, $S \sim 0.15 \text{ км}^2$) северо-восточного простирания ($20\text{--}40^\circ$, \angle пад. $70\text{--}80^\circ$ СЗ) морфологически сложной штоковидной интрузии порфировых диорит-тоналит-гранодиорит-плагиогранитов (с доминированием тоналитов), расположенной западнее габброидного штока, контактирующей с ним. Ее формирование происходило в условиях растяжения и сдвиговых деформаций и сопровождалось комагматичными дайками, пересекающими ладожские образования и габброидный шток, а также широким проявлением многократно импрегнированных эруптивных брекчий, а местами и их туффизитоподобных разновидностей, свидетельствующих о высокой эксплозивности и флюидонасыщенности магматического расплава. В эндоконтактах интрузия прорывается многочисленными жилами риолитов и аплитов мощностью до 30 см, а также сложным инъекционным телом и маломощными дайками кайнотипных риодацитовых порфиров с фенокристами голубоватого кварца. В ее северо-восточном экзоконтакте отмечаются маломощные (0.5–10 см) жилки и просечки, выполненные зеленовато-серым стеклом дацитового состава.

Все разновидности пород, особенно с кремнекислотностью выше, чем у диоритов, имеют порфировую структуру, наиболее отчетливую в эндоконтактовых фациях. Гороховидные голубоватые вкрапленники кварца местами вдавлены во вмещающие породы (вплоть до отрыва от матрикса), что указывает на их твердое состояние в момент выноса вязким расплавом с больших глубин, т.е. они могли быть сформированы в интрателлурическую стадию кристаллизации. Одиночные или сгруппированные сложнозональные таблитчатые кристаллы плагиоклаза размером до 1 см с гетерогенными и часто неоднократно подплавленными ядрами несут следы деформаций и кристаллизации в неравновесных условиях. Это в совокупности с другими признаками (значительные петрохимические вариации пород даже в пределах отдельных обнажений, присутствие нескольких поколений родственных по составу даек, местами комбинированных, следы вязкого течения и пластических деформаций, резорбция внешних зон фенокристаллов и др.) может свидетельствовать о длительном высокоградиентном режиме их кристаллизации, включавшем интрателлурическую стадию и, вероятно, процессы «magma-mixing» и «magma-mingling».

Повсеместно породы гранитоидной интрузии подверглись кварц-серицитовому метасоматозу и окварцеванию. Кварцевые прожилки, местами сгущающиеся в штокверки (рис. 3.22), кварц-серицитовые метасоматиты и вмещающие их гранитоиды обильно минерализованы арсенопиритом, пиритом, молибденитом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и др. Молибденит встречается также в виде мономинеральных просечек мощностью 1–3 мм, приуроченных к наиболее ранним «сухим» микротрещинкам.



Рис. 3.22. Кварцевый штокверк с молибденовым оруденением порфирового типа в тоналитах руд. Пякюля

Кроме этого, в пределах интрузии и в ее ближайшем окружении (ладожские метатурбидиты, габброиды штока Пякюля) наблюдается сформировавшаяся позднее молибденитсодержащей штокверковой минерализации система эшелонированных хрупко-вязких правосторонних сдвиговых зон (статистический максимум их пространственной ориентировки – СВ $30^\circ \angle 83^\circ$ СЗ), контролирующих сингенетичные золотоносные метасоматиты березитового ряда (рис. 3.23). Мощность пространственно сближенных дискретных дислокаций варьирует от первых сантиметров до 12 метров, а видимая мощность маркируемых их совокупностями зон рудоконтролирующих структур составляет 50–150 м при прослеженной протяженности более 500 м. По имеющимся неполным пересечениям вкrest простирания сдвиговых зон суммарная мощность рудоносных метасоматически измененных пород в их условных границах составляет 20–25 м.



Рис. 3.23. Сдвиговая зона с золотонесущими метасоматитами березитового ряда в тоналитах штока Пякюля

Структурно-вещественный комплекс, контролирующий золото-сульфидное (мышьяковистое) оруденение, представлен системой сдвиговых по механизму формирования дислокаций и сопряженных с ними сингенетичных метасоматитов, отвечающих изофациальным процессам березитизации в гранитоидах и близких по химическому составу сланцах ладожской серии, а также пропилитизации в габброидах, амфиболовых сланцах и скарноидах. Минерализованные сдвиговые зоны четко фиксируются геофизическими аномалиями (рис. 3.24).

Благороднометалльное оруденение проявления Пякюля по отношению к предшествовавшей ему убогой медно-молибден-порфировой минерализации является наложенным и полистадийным. Соотношение минеральных ассоциаций разных стадий сложное, местами противоречивое. Условно выделяется четыре стадии рудообразования (от ранней к поздней) – арсенопирит-кварцевая, золото-арсенопиритовая, золото-полисульфидная и золото-сурьмяная [Иващенко и др., 2004; Савичева, 2007; Лавров, 2009], три последние являются золотопродуктивными.

Минеральная ассоциация арсенопирит-кварцевой стадии представлена кварцевыми прожилками и жилами (мощность – до 20–30 см, аз. пр. СВ $60-40^\circ$, пад. СЗ, \perp пад. $75-85^\circ$) с доминирующим арсенопиритом и незначительно распространенными пиритом, пирротинном, галенитом, сфалеритом и халькопиритом, пересекающимися (иногда со смещением) кварц-молибденитовые прожилки северо-западного простирания. В метатурбидитах ладожской серии эта ранняя рудная ассоциация отмечается в виде рассеянной вкрапленности тонкоигольчатого арсенопирита с содержаниями золота до 300 г/т.

Ранние арсенопирит-кварцевые прожилки пересекаются более поздними зонами расланцевания (мощность до 5–7 м, аз. пр. $30-40^\circ$ – до субмеридионального) с арсенопиритовой минерализацией. Обычно центральную часть этих зон выполняют согласные кварцевые прожилки либо березитоподобные метасоматиты, а во внешних частях, сложенных кварц-серицитовыми метасоматитами, формируются

вкрапленные золотосодержащие арсенопиритовые руды. Содержание в рудах арсенопирита, концентрирующегося преимущественно в лежачем боку прожилков и зон гидротермально-метасоматической проработки, достигает 15–20 %. Он представлен идиоморфными с ромбовидным сечением кристаллами размером до 0.5 см по длинной оси и зернистыми агрегатами, трещины которых выполнены более поздними рудными минералами. С арсенопиритом тесно ассоциируют пирротин, халькопирит, джемсонит, буланжерит, фалькманит, менегинит и другие сурьмяные сульфосоли свинца, а также сфалерит, гипогенный марказит, пирит и галенит. В ряде случаев в прожилках с данной рудной минерализацией встречается молибденит (вероятно, реликтовый). Раннее золото этой рудной стадии, так называемое «упорное или невидимое золото», находится в арсенопирите в виде тонкодисперсной вкрапленности (содержание в концентрате – более 30 г/т), а позднее – имеет ярко выраженный наложенный характер. Оно выполняет трещины в арсенопирите, нарастает на его грани или находится в межзерновом пространстве (рис. 3.25). Максимальные размеры золотин не превышают 0.2 мм в поперечнике, а содержания – 5.6 г/т. Самородное золото отличается высокой пробностью (до 800 ‰), но в аналогичной ассоциации встречается также и электрум.

Золото-полисульфидная минеральная ассоциация сосредоточена в основном в маломощных кварцевых прожилках северо-западного простирания, приуроченных к подновленным трещинам, выполненным ранней кварц-молибденитовой минеральной ассоциацией. В некоторых случаях она накладывается на кварц-арсенопиритовый парагенезис. Прожилки с золото-полисульфидной минерализацией развиты преимущественно в северной и северо-восточной частях штока Пякюля. Один из главных минералов данной ассоциации – галенит – представлен отдельными зернами размером 1–2 мм, часто с червеобразными включениями блеклой руды – фрейбергита (Ag – 10 %) (рис. 3.26) и по данным [Лавров, 2009] – аргентотетраэдрита (Ag – 31 %).

Сфалерит крупнее – 3–4 мм в поперечнике, часто двойникового строения, содержит тетраэдрит-галенитовые включения и редкую эмульсионную сыпь халькопирита. Последний отмечается в совместных сростках с тетраэдритом, где присутствует и бурнонит. Широким распространением пользуется также гипергенный вторичный марказит, образующий коллоидно-зональные агрегаты (по пирротину), в которые заключен идиоморфный арсенопирит. В некоторых прожилках арсенопирит

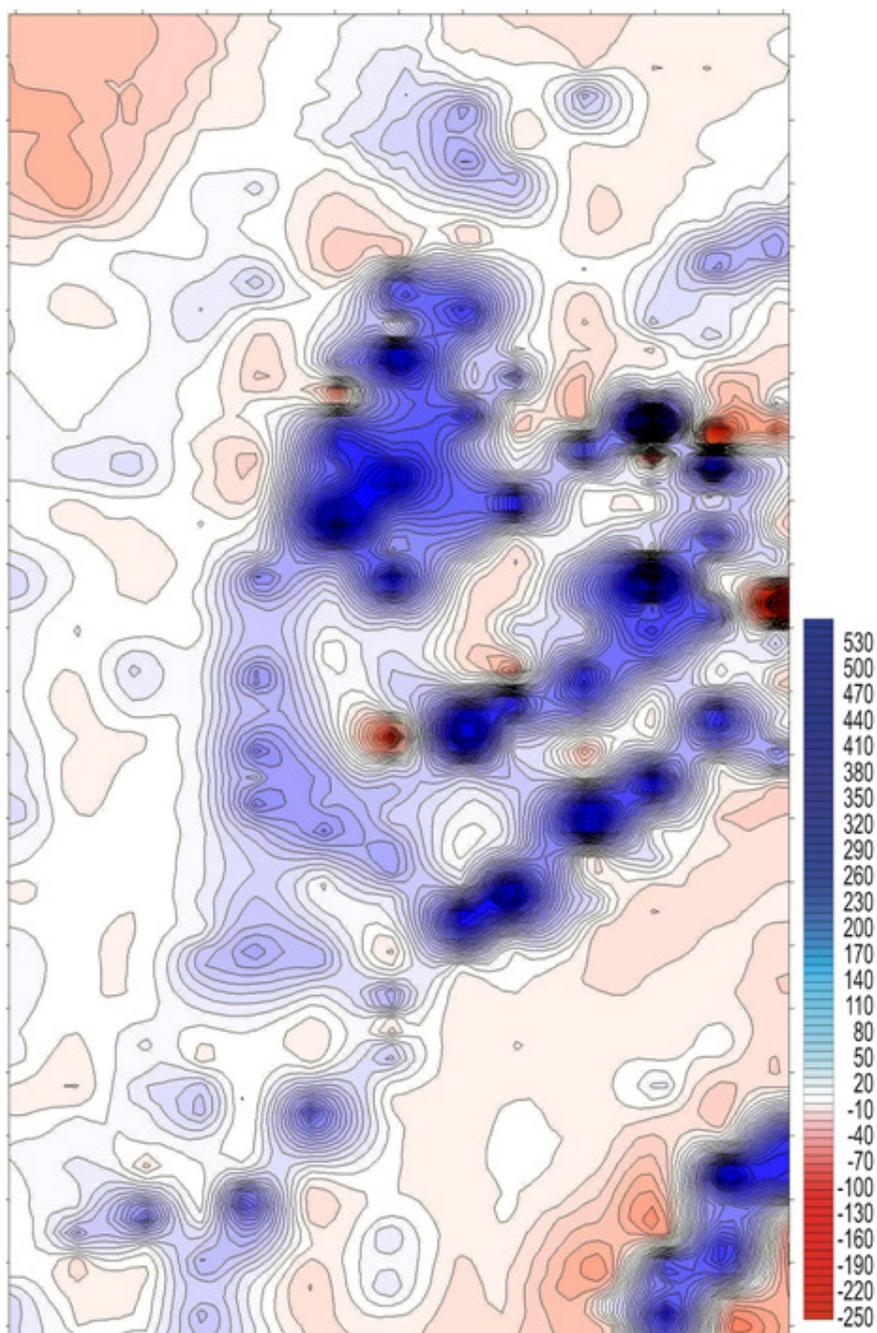


Рис. 3.24. Карта аномального магнитного поля рудопрооявления Пякюля [Сергеев и др., 2002]

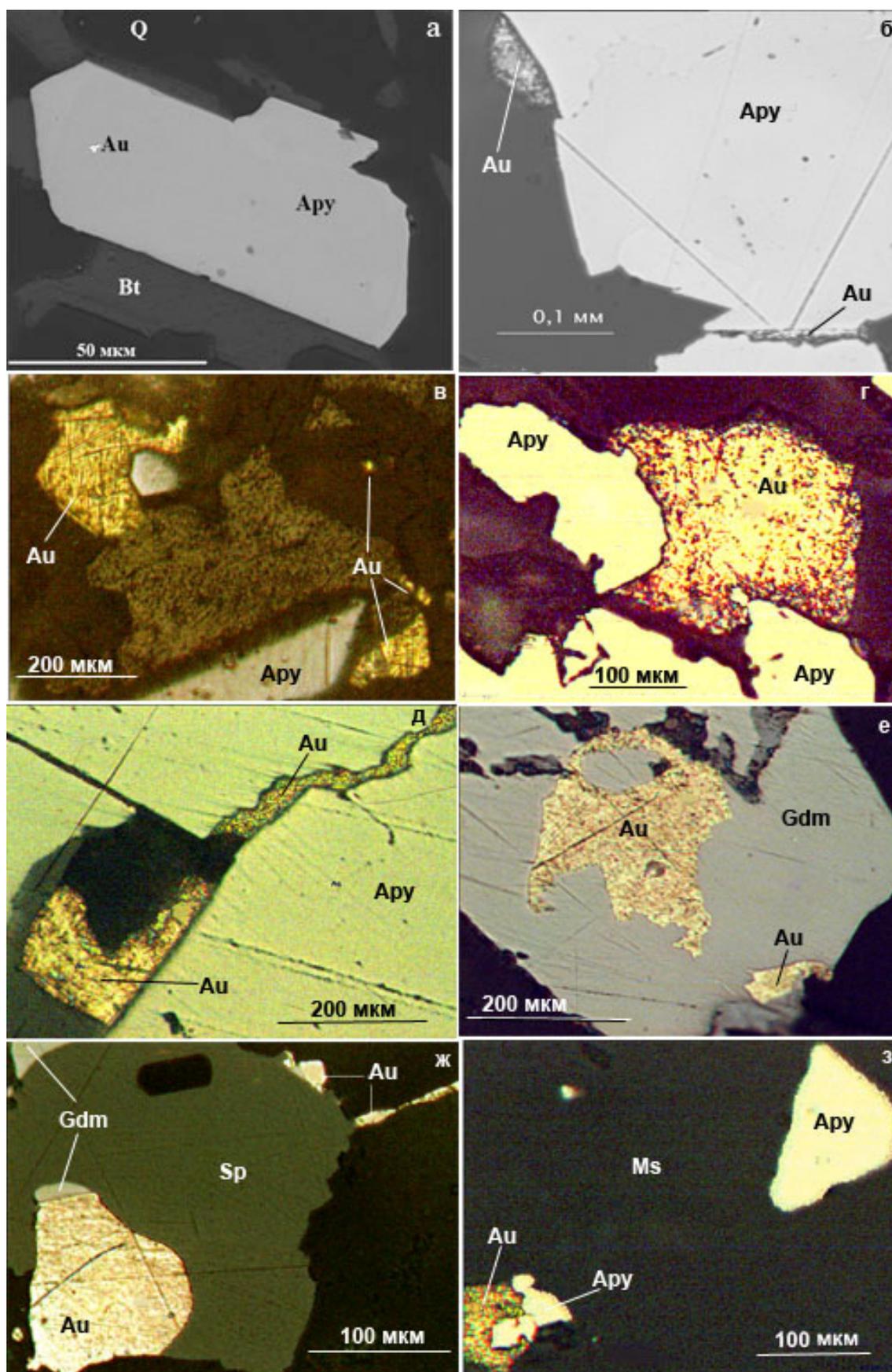


Рис. 3.25. Характерные морфотипы самородного золота (Au) в ассоциации с арсенопиритом (Apy), гудмундитом (Gdm), сфалеритом (Sp), кварцем (Q), мусковитом (Ms), биотитом (Bt) (руд. Пякюля): а – в отраженных электронах; б–з – отраженный свет

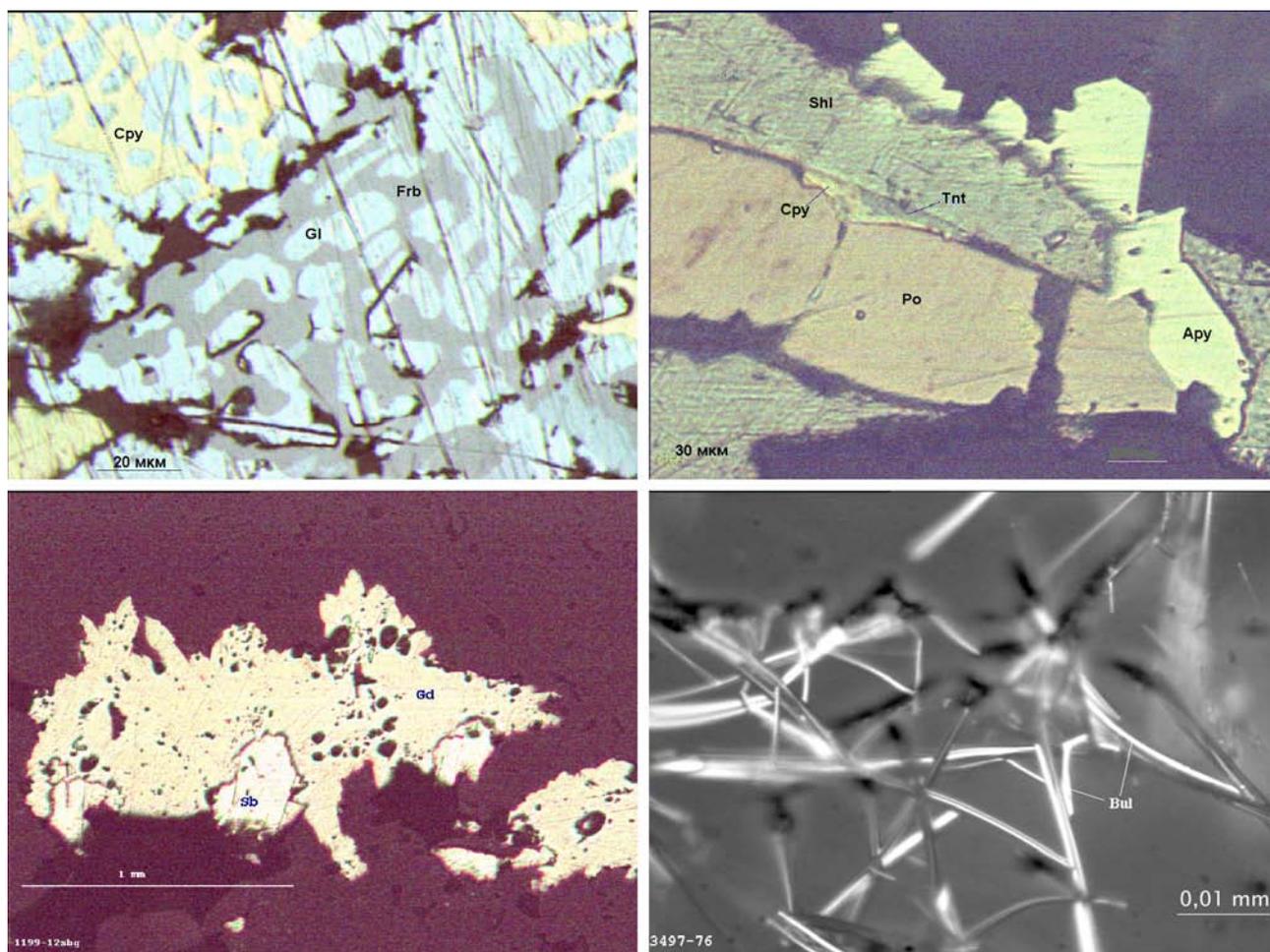


Рис. 3.26. Рудная минерализация проявления Пякюля:

Apy – арсенопирит, Bln – буланжерит, Cpy – халькопирит, Gd – гудмундит, Gl – галенит, Frb – фрейбергит, Po – пирротин, Tnt – тенантит, Sb – сурьма самородная, Shl – шульцит

корродируют более поздние пирротин и сфалерит. Пирротин содержит включения гудмундита (280 °С), образующего местами самостоятельные выделения, иногда с серебристым золотом. Медно-сурьмяные сульфосоли свинца характеризуются криптозернистым строением минеральных индивидов. В ряде случаев в составе полисульфидной минеральной ассоциации наблюдается обильный буланжерит, образующий тончайшие разноориентированные агрегаты – вроски в жильном кварце (рис. 3.26). Характерно частое присутствие молибденита, который, видимо, был переотложен из более ранней порфировой минеральной ассоциации или сохранился как реликтовая фаза. Включения золота зафиксированы в кварце, галените и в блеклой руде (рис. 3.25). Околорудные изменения представлены березитизацией.

Относительная возрастная позиция золото-висмутовой минеральной ассоциации, ввиду крайне ограниченного ее распространения, остается неясной. Она представлена висмутом самородным, матильдитом, висмутотеллуридами и по данным [Лавров, 2009] – жозеитом-В.

Завершается процесс рудообразования формированием золото-сурьмяной минеральной ассоциации, распространенной преимущественно в северо-восточной части тоналитового штока Пякюля в местах проявления более поздних эксплозивных риодацитов, инъецирующих штоков. Максимальное развитие она получила в маломощной (20–40 см) субвертикальной сдвиговой зоне северо-восточного простирания (аз. пр. 20°), секущей эруптивную брекчию тоналитов. Среди сульфидов доминирует гудмундит, образующий сростки ромбопризматических кристаллов длиной до 1 см и радиально-лучистые выделения – 0.п мм в поперечнике. Он отмечается в сростаниях с самородной сурьмой, размеры которой колеблются от десятых до сотых долей мм. Сурьма встречается также в виде самостоятельных причудливой морфологии выделений в кварце и в сростаниях с пирротинном и гудмундитом (рис. 3.26). Третьим по распространенности минералом в этой зоне является антимонит, характеризую-

щийся исключительным морфологическим разнообразием форм выделения. В меньших количествах здесь отмечаются ульманнит, пирит, халькопирит, сфалерит, арсенипирит, буланжерит и другие сульфосоли. Субмикроскопическое самородное золото заключено в кварце и в метасоматически измененных обломках метаалевролитов. Его содержания достигают 17 г/т.

Таким образом, на рудопроявлении Пякюля устанавливается многостадийность процесса рудообразования и большое число рудных минеральных парагенезисов. Для ранних парагенезисов порфирового этапа характерны молибденит и шеелит, для средних – минералы Fe, As, а также выделяющиеся вслед за ними сульфиды Pb, Zn, сульфосоли сложного состава, сульфоантимониды. В поздних парагенезисах преобладают гудмундит, самородная сурьма и антимонит. Всего на рудопроявлении выявлено более 30 рудных минералов, большую часть из которых составляют разнообразные сульфосоли. Определены все минеральные фазы Pb-Sb сульфосолей группы цинкениита от фюлеппита до шульцита. Причем установлены минеральные фазы, выходящие за пределы этой группы в обе стороны эволюционной изменчивости ее состава – \gg Sb и \gg Pb. В рудном процессе состав этих сульфосолей эволюционировал от менее к более сурьмянистым. Распространены также сульфосоли промежуточного состава групп цинкениита-сарторита, содержащие и Sb и As [Иващенко и др., 2004]. Реже встречаются сульфосоли групп тетраэдрита (тетраэдрит, фрейбергит, теннантит и их промежуточные фазы), энаргита (халькостибит, эмплектит), бурнонита (бурнонит) и пираргирита (матильдит, миаргирит). Диагностированы также гессит, штюцит, висмутотеллуриды, скородит, англезит, барит, самородные висмут, свинец, серебро, золото. Как видим, рудная минерализация рудопроявления крайне сложна и разнообразна, а соотношения ряда минеральных ассоциаций неоднозначны и, вероятно, свидетельствуют о ее полигенной природе. Рудные ассоциации ранней стадии формировались в связи с тоналитами, средних стадий – с наложенным орогенным мезотермальным рудным процессом и самых поздних – по-видимому, в связи с риодацитами. Подтверждением этого, как предполагается, является исключительная пространственная ассоциированность сурьмяной минерализации с поздними риодацитами и развитие в сдвиговых зонах в ладожских метатурбидитах и габброидах преимущественно пирит-пирротин-арсенипиритовой минерализации.

Процесс рудообразования происходил в диапазоне температур 400–280 °C и ниже при понижении активности серы в рудоносных растворах.

Уровень эрозионного среза представляется средним, для него характерны жильные тела с наиболее минералогически сложными сульфидными рудами, которые являются результатом многократного подновления и наложения более поздних минеральных ассоциаций на ранние.

Самородное золото выделялось в двух-трех парагенезисах, совместно с кварцем, некоторыми сульфидами и сульфосолями. Пробность раннего золота высокая (>900), позднее – более низкопробное, вплоть до электрума. Содержания серебра в рудах достигают 0.22 %. Главным его минералом-концентратором является фрейбергит (до 31 % Ag). Распределение золота в рудных телах крайне неравномерное: от 0.п г/т до 33 г/т. Его минералами-носителями выступают золото самородное, электрум, арсенипирит (до 300 г/т Au), сурьма самородная (до 0.25 % Au), гудмундит (до 0.01 %).

Золото установлено во всех проанализированных рудных пробах (148 ан.), но наиболее высокие его содержания приурочены к местам максимального проявления дислокационных дефектов в породах и минералах, на участках многократной переработки пород, где они подверглись сначала интенсивному брекчированию, а затем наложенным сдвиговым деформациям и метасоматозу (табл. 3.6).

Это, вероятно, связано с увеличением удельной поверхности потенциального осадителя золота и с особыми физико-химическими эффектами, возникающими при деформации и дроблении минерального субстрата до наноуровня. Размерность выделений золота варьирует от <1 мкм до 0.2 мм. В связи с этим его содержания, по результатам пробирного анализа, могут быть существенно заниженными [Осташенко, Шумилов, 1999]. Кроме золота и серебра в рудах также содержатся: As – 0.11–>1 %; Sb – до >1 %; Bi – до 0.3 %; Pb – 0.001–>1 %; Zn – до >1 %; Mo – до 0.3 %; Cu – 0.003–>1 %; Cd – до 0.02 %; В – до 0.1 %; Sn – до 0.0015 %.

Сочетание продуктивного магматизма и более поздних метасоматических наложений, контролируемых сдвиговыми дислокациями, образующее охарактеризованный золотонесущий структурно-вещественный комплекс, отчетливо проявлено в зоне северо-восточного простирания – Улмалахти, Алатту, Пякюля, Янисйоки, Хемьяоски, Лоухиваара (рис. 3.20). Здесь кроме рудопроявлений Пякюля, Янис фиксируется повышенное содержание золота: 0.3–0.4 г/т – в измененных плагиогранитах

крупной дайки западнее реки Янисйоки; 0.1–0.2 г/т – в минерализованных порфириновых гранитоидах правобережья реки Янисйоки и пос. Хемякоски; 0.1 г/т – в сульфидизированных окварцованных породах ладожской серии юго-западнее и северо-восточнее руд. Пякюля, в маломощных шеелитоносных (содержания вольфрама до 10 %) зонах окварцевания габброамфиболитов бимодального комплекса, выявленных западнее пос. Хемякоски.

Таблица 3.6

Средние содержания золота и серебра в породах благороднометалльного проявления Пякюля, г/т

Породы	Au	Ag
Слабо окварцованные и серицитизированные тоналиты, диориты, плагиограниты (35 ан.)	<u>0.04–0.10</u> 0.043	<u>0.10–21.20</u> 5.72
Сильно окварцованные и серицитизированные тоналиты, диориты, плагиограниты (38 ан.)	<u>0.04–0.61</u> 0.17	<u>1.00–32.00</u> 8.79
Березиты, серицитолиты (преимущественно по тоналитам) (32 ан.)	<u>0.04–15.00</u> 1.92	<u>1.00–100.00</u> 21.73
Серицит-кварцевые и кварцевые метасоматиты (преимущественно по тоналитам) (26 ан.)	<u><0.04–16.70</u> 1.39	<u>1.00–48.00</u> 10.56
Пропилиты (альбит-кальцит-эпидот-хлорит-амфибол-кварц) по метаалевролитам (4 ан.)	<u>0.04–2.50</u> 0.65	<u>0.10–10.00</u> 5.11
Пропилитизированные метаалевролиты и серицитизированные кварцитопесчаники (13 ан.)	<u><0.04–1.10</u> 0.18	<u>0.10–11.00</u> 3.62

Примечание. Пробирно-атомно-абсорбционный анализ (чувствительность метода: Au – 0.05 г/т, Ag – 0.01 г/т; навеска для пробирной плавки – 50 г), выполнен в ЦНИГРИ по штучным пробам весом 0.5–1.5 кг (135 ан.). Остальные (13 ан.) – спектральный анализ, ИГ КарНЦ РАН. В шести пробах березитов определены ураганные содержания серебра – 0.15–0.22 %, которые при расчете среднего не использовались. В числителе – пределы содержаний, в знаменателе – среднее содержание.

Рудопроявление Янис. Золото-мышьяковистое проявление Янис, во многом сходное с рудопроявлением Пякюля, расположено в юго-западной части золоторудного поля Алатту-Пякюля-Янис и приурочено к Янисйокской тоналитовой интрузии (рис. 3.20). Эта интрузия известна с начала прошлого века [Наскман, 1929] и является самой крупной в составе суйстамской группы.

Породы Янисйокской интрузии (преимущественно диориты) подвержены интенсивной пропицитизации и изменениям, переходным к березитизации. Типоморфными минералами этих изменений являются серицит (мусковит), тремолит, альбит, кварц, пирротин, арсенопирит. Метасоматиты контролируются продольными трещинами, входящими в систему правосдвиговых разрывных нарушений северо-северо-западного простирания и сопряженными поперечными трещинами скола субширотного и восток-северо-восточного простирания. К этим же трещинам приурочены кварцевые и кварц-арсенопиритовые жилы и прожилки.

В геофизических полях [Сергеев и др., 2002] Янисйокская интрузия отмечается зоной положительных аномалий магнитного поля, интенсивностью до 1000 нТл, пониженными значениями кажущегося сопротивления (100–150 Ом) и повышенной поляризуемостью (8–10 %). Геологическими наблюдениями установлено, что специфика физических свойств интрузии обусловлена интенсивной тектонической и гидротермально-метасоматической переработкой. Повышенная магнитная восприимчивость (до $6 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ), проводимость и поляризуемость интрузивных пород определяются сближенными зонами расщепления и пропицитизации с повышенным содержанием пирротина, арсенопирита и других сульфидов. Аномальные зоны повышенной поляризуемости аппроксимируются линейными телами северо-северо-западного простирания и обусловлены вкрапленной арсенопиритовой и пирротиновой минерализацией в пропицитах. Эти зоны локализируются в пределах Янисйокской интрузии и в ее западном экзоконтакте.

Золотое оруденение установлено К. И. Степановым и др. [2004а] в расщепленных, пропицитизированных березитизированных интрузивных и в меньшей степени терригенных породах. Содержание золота в метасоматитах по данным литохимического опробования колеблется от 0.001 до 13 г/т. Минералом-спутником золота является арсенопирит, образующий тонкую вкрапленность в метасоматитах и мономинеральные прожилки в зальбандах кварцевых жил. Менее устойчива его связь с шеелитом. Наиболее высокие содержания золота установлены в кварц-серицитовых метасоматитах по метатерригенным породам и тоналитам западного экзо-, эндоконтакта интрузии, где золото, электрум

и самородное серебро ассоциируются с галенитом, самородным висмутом, мальдонитом, жозеитом-Б, хедлеитом. На геохимическом уровне золоторудные метасоматиты отмечаются аномалиями As, Pb, Sb, W, Ag, Bi.

По данным К. И. Степанова и др. [2004а], пункты золотой минерализации с содержаниями золота 1 г/т и более сконцентрированы в пределах главной рудной зоны северо-западного простирания, косо секущей Янисйокскую интрузию. В северной части рудопроявления главная рудная зона пересекает терригенные породы западного экзоконтакта интрузии и многочисленные сближенные дайки тоналит-порфириров, на юге она входит в тоналитовую интрузию. Установлено, что зоны рассланцевания и метасоматических преобразований в северной части интрузии менее золотоносны, чем в южной, где они сопровождаются интенсивным окварцеванием и кварцевыми жилами мощностью до 3 м, в экзоконтактах которых часто наблюдаются мономинеральные графитовые обособления до 10–15 см мощности. Повышение содержаний кварца и серицита в околорудных метасоматитах ведет к возрастанию в них концентраций мышьяка и золота на 1–2 порядка. Показательно также совпадение векторов повышения золотоносности метасоматитов и увеличения содержаний кремнезема в составе пород интрузии.

Рудопроявление Алатту. По данным [Артамонова, Духовский, 1989], золотосодержащая сульфидная минерализация локализована в пропилитизированных габброидах изометричной в плане штоковидной интрузии Пякюля в 5 км к западу от пос. Алатту (рис. 3.20). Оруденение подсечено несколькими буровыми скважинами, а на дневной поверхности установлено в эндоконтактах штока в его северо-западной и северо-восточной частях вблизи (10–15 м) коренных выходов тоналитов и плагиогранитов. Наиболее значительная золотопродуктивная минерализация приурочена к зонам метасоматических преобразований габброидов в местах их прорывания маломощными дайковыми телами тоналитов и гранитпорфириров. Габброиды огнейсованы (аз. пр. 30–40°, \perp пад. 70–80°), местами катаклазированы. Характерными наложенными минеральными парагенезисами являются биотит – кварц – карбонат – рудный \pm хлорит, реже карбонат – тремолит – роговая обманка – биотит – рудный и альбит – серицит – кварц – рудный. Рудная минерализация (до 15 %) представлена арсенопиритом, пирротинном, магнетитом, пиритом, изредка галенитом и сфалеритом. Местами метасоматическим изменениям (кварц+серицит) и оруденению подвергаются и гранитоидные дайки, прорывающие габбро. Максимальная мощность рудоносных метасоматитов достигает 4–5 м, а зон рассланцевания, в которых они занимают центральные части, – >10 м. По результатам кернового опробования [Артамонова, Духовский, 1989] содержания золота в метасоматитах варьируют в пределах 0.11–3.9 г/т, в лучшем пересечении (скв. П-46) достигая 0.83 г/т на мощность 3.7 м.

Рудопроявление Пропилитовое расположено между руд. Пякюля и Кварцевые порфиры в 6 км на запад от пос. Алатту (рис. 3.20). Оно приурочено к амфибол-хлорит-карбонат-кварц \pm серицит, турмалин-пропилитам, образованным по дайке (аз. пад. 300°, мощность 2 м) андезитовых порфириров (диоритов?), прорывающих ладожские сланцы. Дайка преобразована на всю свою мощность. Рудная минерализация (арсенопирит, пирит, сфалерит) локализована преимущественно в тыловых зонах продвинутой фации пропилитов, представленной сложной морфологии ветвящимися жилками (мощность 1–8 см) зонального строения – с внешней тремолитовой оторочкой и внутренним кварцевым ядром. Содержание золота по единичным штучным пробам составляет 2–3 г/т.

Руд. Ю. Пякюля, Алаампи. Оруденение золото-сульфидного (мышьяковистого) типа в зонах низкотемпературных гидротермально-метасоматических преобразований (пропилиты, кварц-серицитовые метасоматиты) метатурбидитов ладожской серии (рис. 3.20). Золотосодержащая рудная минерализация приурочена к зонам интенсивного рассланцевания и сдвиговых дислокаций метатерригенных образований ладожской серии, развивающихся в местах сочетания резко контрастных по физическим свойствам пород, наследуя элементы ориентировки их плоскостной анизотропии. Обычно эти зоны локализуются вблизи и параллельно контактам даек суйстамской группы, прорывающих ладожские сланцы, а также в разрезах, состоящих преимущественно из пластичных метаалевролитов с выдержанными по мощности и составу пачками хрупких метакварцитов или кварцитопесчаников. Последние подвергаются тектоническому брекчированию, а метаалевролиты – рассланцеванию и низкотемпературным метасоматическим преобразованиям березит-пропилитового типа, сопровождающимися развитием золотонесущей сульфидной минерализации с преобладанием арсенопирита. Вследствие того, что все выявленные к настоящему времени золоторудные проявления такого типа пространственно ассоциируются с интрузивными образованиями суйстамской группы, представляется целесообразным предполагать и их генетическую сопряженность. Мощность рудоносных зон достигает первых метров, а содержаний золота – 1–3 г/т. Характер распределения золота в метасоматитах отличается большей выдержанностью по сравнению с рудоносными зонами в тоналитах.

Золото-теллуридное проявление Райконкоски

Рудопроявление Райконкоски находится в 2 км северо-западнее одноименного поселка в Суоярвском районе Республики Карелия вблизи контакта гранитогнейсов архея и вулканогенно-осадочных образований соанлахтинской свиты нижнего протерозоя (рис. 3.27).

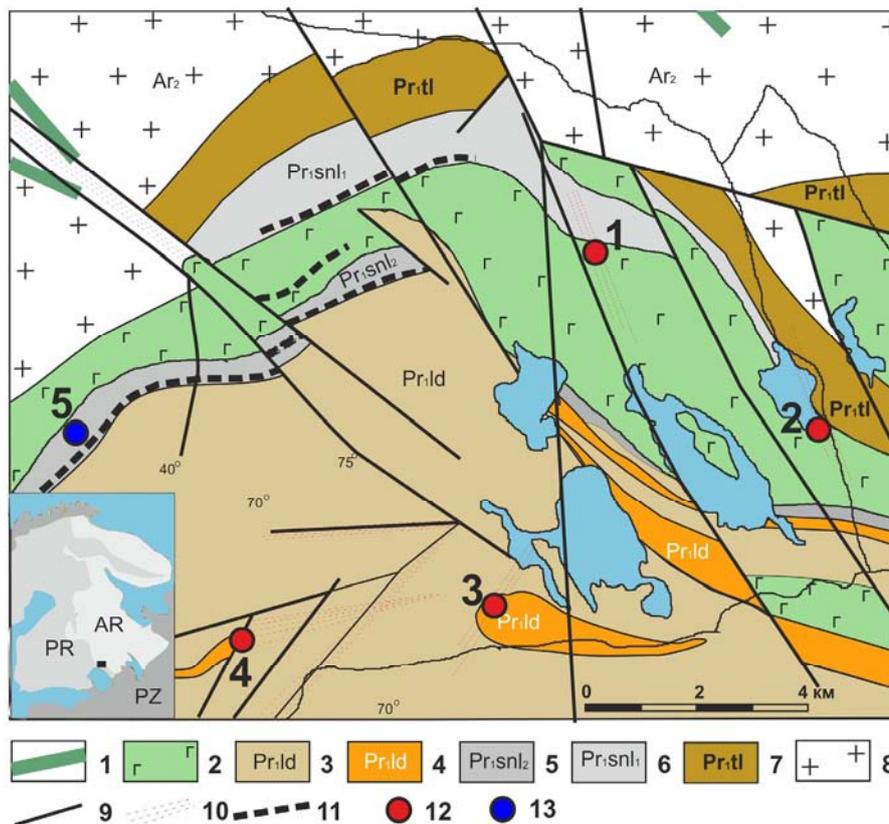


Рис. 3.27. Схема геологического строения района рудопроявления Райконкоски (по [Артамонова, Духовский, 1989] с дополнениями):

1 – габбродиабазы (дайки); 2 – долериты, габбродолериты (силл); 3–4 – ладожская серия: 3 – ритмично переслаивающиеся метапесчаники, метакварциты, метагравелиты, плагиооклаз-биотит-кварцевые сланцы и их высокоглиноземистые со ставролитом и андалузитом разновидности; 4 – карбонатные породы; 5–6 – соанлахтинская свита: 5 – верхняя подсвита (углеродсодержащие биотит-серицит-хлоритовые, талько-хлоритовые, амфиболсодержащие сланцы с прослоями пиритовых руд, чередующиеся с метадолеритами); 6 – нижняя подсвита (переслаивание пестроцветных доломитов, мраморов с кварц-биотитовыми, серицит-талько-хлоритовыми сланцами, иногда углеродсодержащими с подчиненными телами метадолеритов); 7 – туломозерская свита: красноцветные доломиты с прослоями кварц-серицит-хлоритовых, карбонат-хлоритовых сланцев, песчаников и гравелитов в основании разреза; 8 – архейский ремобилизованный фундамент (гранито-гнейсы, гнейсы, гранитоиды); 9 – тектонические нарушения; 10 – сдвиговые дислокации, зоны расслаивания, смятия, милонитизации; 11 – горизонты рудоносных (Mo, V, полиметаллы, элементы платиновой группы) графитистых сланцев; 12–13 – рудопроявления: 12 – Au, Ag, Te, Se, Bi, Cu, Pb, 13 – Mo, V, полиметаллы, графит; 1 – Райконкоски; 2 – Хиетаярви, 3 – Сериярви; 4 – Вуохенлампи; 5 – Полвилампи

Первые признаки медно-свинцовой рудной минерализации на участке Карьер Райконкоски были выявлены в 2004 г. ООО «Карелприродресурс» при разработке месторождения долеритов для производства щебня. Впоследствии совместными исследованиями Института геологии КарНЦ РАН в г. Петрозаводске (В. И. Ивашенко, О. Б. Лавров) и Университета г. Турку в Финляндии (К. Сундблад) была установлена Au-Ag-Bi-Te-Se специализация оруденения Райконкоски с высокими содержаниями соответствующих элементов (Au – до 25.28 г/т; Ag – до >0.1 %; Bi – до 1 %; Te – до 171 г/т; Se – до 219 г/т). Анализы выполнялись в лабораториях ИГ КарНЦ РАН (спектральный, атомно-абсорбционный, пробирный) и АКМЕ в Канаде (ICP); микрозондовые исследования – в ИГ КарНЦ РАН (сканирующий электронный микроскоп Tescan VEGA).

Рудопоявление Райконкоски представлено серией кварцевых и карбонат-кварцевых жил в метадо-леритовом силле среди вулканогенно-осадочных толщ соанлахтинской свиты PR₁, имеющей на данном участке мощность более 1750 м и подразделяющейся на две подсвиты. Нижняя подсвита мощностью до 750 м – пестроцветные доломиты и мраморы, кварц-биотитовые, серицит-талко-хлоритовые сланцы (частично по туфам и метапорфиритам), иногда углеродсодержащие с подчиненными телами базальтов и метапорфиритов. Верхняя подсвита мощностью более 1000 м характеризуется широким участием углеродистых и высокоуглеродистых биотит-серицит-хлоритовых, талько-хлоритовых амфиболсодержащих сланцев, чередующихся с пластовыми телами базальтов и долеритов и содержащих прослой пирит-пирротиновых руд. Черные сланцы с пирит-пирротиновой минерализацией имеют аномальные содержания ряда редких, цветных и благородных металлов (Mo, V, Cu, Pb, Zn, Pt, Au, Ag).

Отложения соанлахтинской свиты перекрываются высокоглиноземистыми турбидитами ладожской серии калевия, включающими прослой и крупные линзы карбонатных пород.

Рудоносные жилы проявления Райконкоски (общим числом 5–6 в пределах карьера) имеют преимущественно северо-западное и субмеридиональное простирание с крутым падением на юго-запад – запад. Они приурочены к осевым частям зон сдвиговых дислокаций мощностью до 1–1.5 м и видимой протяженностью в плане до 70–100 м, в пределах которых долериты интенсивно рассланцованы и подвержены низкотемпературным метасоматическим преобразованиям (хлоритизация, карбонатизация, окварцевание, турмалинизация и др.), сопровождающимся тонкодисперсной сульфидной минерализацией. Сдвиговые зоны выполнены хлоритовыми, карбонат-хлоритовыми метасоматитами и их кварцсодержащими разновидностями. Помимо рудоносных карбонат-кварцевых и кварцевых жил мощностью до 0.4–0.6 м в них отмечаются деформированные фрагменты карбонат-кварцевых прожилков с крайне неравномерной вкрапленностью сульфидов.

Рудная минерализация в жилах чрезвычайно разнообразна. Она подразделяется на несколько минеральных ассоциаций: пиритовую, полисульфидную, галенит-висмутотеллуридную с минералами серебра и золота и самороднометалльную с интерметаллическими соединениями. Продуктивными среди них на золото и серебро являются две последние ассоциации. В рудах Райконкоски содержания главных рудных минералов перечисленных минеральных ассоциаций местами превышают 10 %, что подтверждается высокими содержаниями соответствующих элементов (табл. 3.7).

Таблица 3.7

Содержание рудных элементов в карбонат-кварцевых жилах рудопоявления Райконкоски

№ пробы	Au г/т	Ag г/т	Te г/т	Se г/т	Bi г/т	Pb мас. %	Cu мас. %	Zn мас. %	As г/т	Sb г/т
1		460			320	>1.0	0.68	0.015		
3		100			220	>1.0	0.032	0.10		
3a	1.84	64								
3b	4.47	67								
R1	0.03	41								
2		>1000			2200	>1.0	>1.0	0.032		
KS0543	0.01	78.6	61	178	189.4	4.42	1.11	0.03	<0.5	2.8
4		>1000			>10 000	>1.0	>1.0	>1.0		
5		>1000			10 000	>1.0	>1.0	>1.0		
R1a	0.09	230	120							
6	0.03	3.0								
7	0.03	1.0								
KS0556	1.04	88.3	171	140	332.7	0.13	2.56	0.04	4.0	0.3
KS0557B	0.01	2.1		5.7	5.2	0.01	0.05		0.9	0.1
KS0557	25.28	23.9	17	49.8	43.0	0.05	1.37	0.02	<5	0.1
KS0558	18.72	91.6	155	219	318.4	0.20	4.85	0.09	0.5	0.1
KS0559		7.7		32.1	0.3	0.01	0.02		5.0	0.1

Примечание. Анализы выполнены в ИГ КарНЦ РАН (атомно-абсорбционный, пробирный) и АСМЕ в Канаде (ICP).

Кроме названных в той или иной степени обогащенных Bi, Te, Se, Ag, Au минеральных ассоциаций, распространенных на рудопоявлении Райконкоски, здесь отмечается также ассоциация (магнетит, ильменит, рутил, пирит, пирротин, халькопирит), отражающая первичную геохимическую специфику вмещающих жилы долеритов. Она встречается в экзоконтактах карбонат-кварцевых жил, сложенных

метасоматически измененными долеритами, имеющими неотчетливо проявленную тонкополосчатую текстуру, подчеркиваемую распределением амфибола и кварц-карбонатных агрегатов с хлоритом, эпидотом и альбитом. Долериты подверглись хлоритизации, карбонатизации, окварцеванию, местами турмалинизации. Мощность зон метасоматических преобразований долеритов достигает 30–40 см. Рудная минерализация в них представлена преимущественно тонкозернистым пиритом, содержание которого достигает 30–40 %, пирротинном, магнетитом, ильменитом, рутилом, халькопиритом и более поздними – сфалеритом, борнитом, халькозином, анилитом, галенитом, самородными цинкистой медью (Zn – до 35 %), медью с примесью олова (Sn – 20–30 %), медью с примесью никеля (Ni – 3 %), железом, свинцом с примесью мышьяка (1.5 %), серебром. Размер выделений самородных металлов составляет 1–20 мкм.

Карбонат-кварцевые жилы состоят из кварца, кальцита, хлорита, альбита, серицита, редко встречающегося барита и рудных минералов. Кварц сильно катаклазирован, гранулирован. В его крупных зернах наряду с облачным волнистым погасанием иногда проявлено тонкое полисинтетическое двойникование. Карбонат сосредоточен преимущественно в зальбандах жил, слабая зонки, выполненные ксеноморфными зернами размером до 2 мм. Двойники в них часто деформированы (с признаками микросдвигов), пересекаются микропрожилками кварца. Рудная минерализация большей частью приурочена к зоне контакта кварцевой и карбонатной составляющих жил. Хлорит, светло-зеленый листоватый размером до 0.5 мм, образует гломерозернистые скопления. Альбит – в единичных зернах в ассоциации с карбонатом. Серицит – единичные чешуйки в карбонате. Пирит выделялся до карбоната, все остальные рудные минеральные ассоциации одновременно с ним и после. Характерны микропрожилки карбоната с халькопиритом, выполнение которых по простиранию неоднократно меняется от монокарбонатного к рудному и комбинированному.

Пирит в карбонат-кварцевых жилах, как и минерализация более поздних ассоциаций и карбоната, характеризуются крайне неравномерным распределением. Макроскопически интервалы по падению жил в несколько метров часто выглядят безрудными или содержащими только пирит. Однако при детальных инструментальных исследованиях в них устанавливаются галенит, халькопирит, сфалерит, висмутотеллуриды и самородные металлы – серебро, медь, но содержание их обычно незначительное. Пирит содержит микровключения халькопирита, пирротина, самородных свинца и серебра. Часто подвергается грануляции и пересекается карбонатными микропрожилками.

Полисульфидная минеральная ассоциация (халькопирит, кубанит, борнит, сфалерит, галенит и др.) является доминирующей на рудопроявлении. Она образует вкрапленность, прожилки, гнезда и сплошные массивные агрегаты. Халькопирит отмечается в совместных сростаниях с галенитом, сфалеритом, гесситом и висмутотеллуридами, часто содержит графические выделения кубанита, микровключения сфалерита звездчатой морфологии, галенита и реже пирротина следующего состава $(\text{Fe}_{0.75}\text{Co}_{0.15}\text{Ni}_{0.02}\text{Cu}_{0.07})_{0.99}\text{S}_{1.01}$. Пересекается микропрожилками пирита, содержащего Cu (5.73 %) и Ni (0.94 %). Сфалерит маложелезистый с повышенным содержанием кадмия (2.34–4.35 %). Кубанит содержит Ni – 0.74–1.08 %, Co – 3.83–5.45 %.

Галенит-висмутотеллуридная минеральная ассоциация по видовому разнообразию (>20 минералов) самая обширная на рудопроявлении Райконкоски. Состав галенита почти без разрывов меняется от собственно галенита (Se < 1 %) до клаусталита (Se > 20 %). Встречаются также фазы промежуточного состава между клаусталитом и алтаитом – $(\text{Pb}_{0.80}\text{Bi}_{0.23})_{1.03}(\text{Se}_{0.73}\text{Te}_{0.24})_{0.97}$, $\text{Pb}_{1.1}(\text{Se}_{0.80}\text{Te}_{0.10})_{0.90}$. Часто в нем отмечаются повышенные содержания висмута (до 6 %) и серебра (до 0.5 %). Висмутотеллуриды, иногда содержащие примеси селена, свинца, реже серебра и меди, представлены в полном объеме системы Bi-Te (хедлейит, пильзенит, цумоит, теллуровисмутит). Кроме этого, диагностированы фазы, близкие к составам Bi_3Te , Bi_3Te_2 , BiTe_4 , PbBiTe . Для висмутотеллуридов характерны графические сростания с галенитом и гесситом размером не более 1 мм (рис. 3.28). Иногда к этой триаде минералов добавляется вольтинскит – $\text{Ag}(\text{Bi}_{0.88}\text{Pb}_{0.22})\text{Te}_{1.48}\text{Se}_{0.39}$, $\text{AgBi}_{1.05}\text{Te}_{1.95}$ или он присутствует вместо галенита. В другой ассоциации вольтинскит часто локализуется на границе зерен галенита и халькопирита либо заключен в выделениях галенита. Встречаются также более сложные симплектитовые агрегаты, состоящие из доминирующего теллурида висмута (пильзенит-цумоит), халькопирита, галенита, гессита и гринокита – $(\text{Cd}_{0.94}\text{Te}_{0.03}\text{Fe}_{0.03})_{1.00}(\text{S}_{0.99}\text{Se}_{0.01})_{1.00}$ (рис. 3.28, e, f), образовавшиеся, вероятно, за счет разложения сульфосоли сложного состава. Гессит помимо графических и симплектитовых сростаний с перечисленными минералами отмечается в ассоциации с петцитом, электрумом и золотом, а также в виде самостоятельных выделений (до 1 мм) и микровключений в пирите и кварце.

Вне зависимости от ассоциации состав гессита мало меняется, но иногда он содержит золото (до 3 %). Значительно реже встречается другой теллурид серебра – штютцит $Ag_{4.35}Te_3$. Петцит ($Au_{1.18}Ag_{2.83}Cu_{0.10}Te_{1.88}$; $Au_{1.20}Ag_{2.88}Te_{1.92}$; $Au_{1.06}Ag_{2.96}Te_{1.97}$) обычно находится только в присутствии электрума или золота самородного, образуя зонку, отделяющую их от гессита (рис. 3.28, a, b).

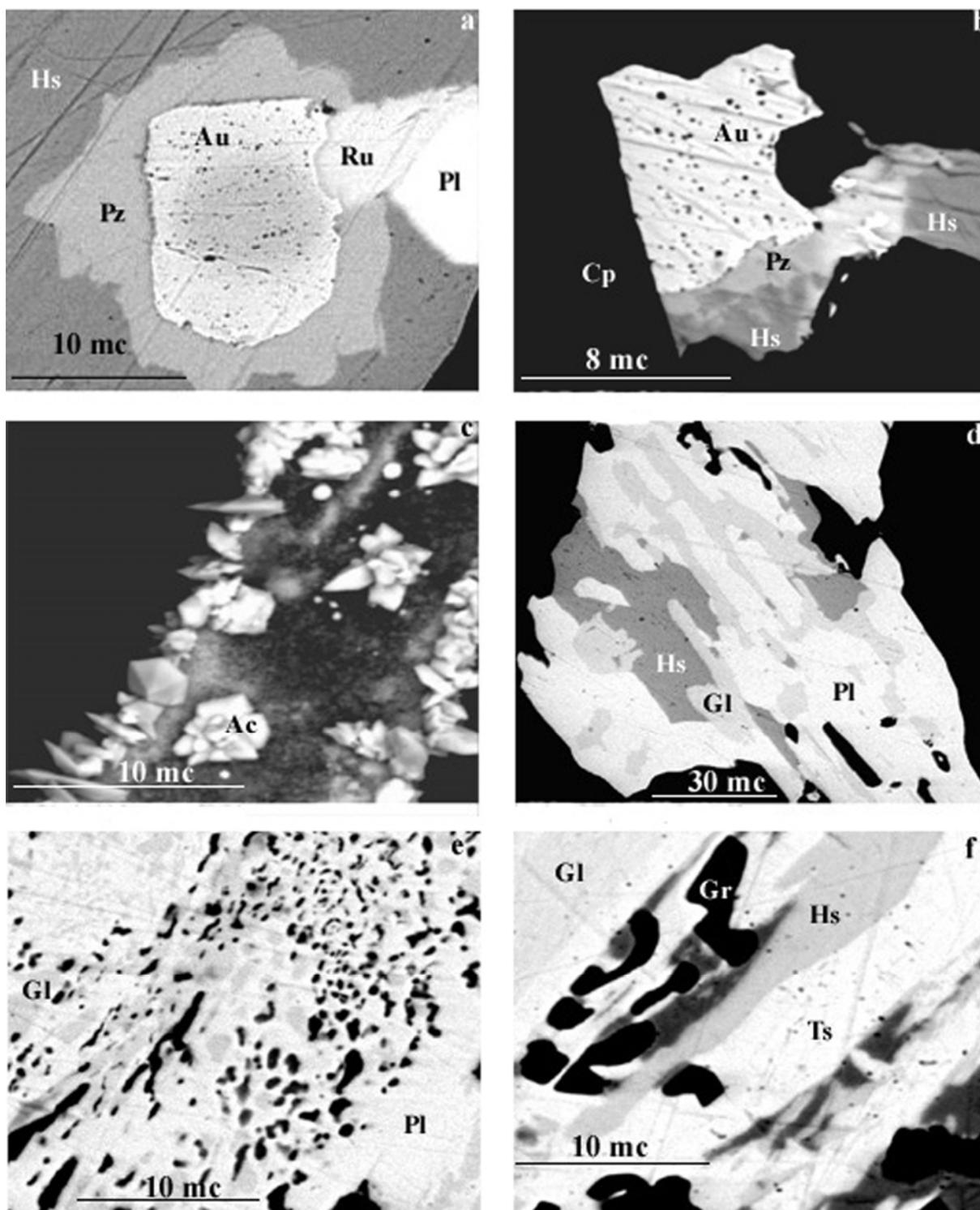


Рис. 3.28. Рудные минералы рудопроявления Райконкоски (фото в отраженных электронах):

a – самородное золото (Au), петцит (Pz), раклиджит (Ru) и пильзенит (Pl) в гессите (Hs); b – самородное золото (Au), петцит (Pz) и гессит (Hs) в халькопирите (Cp); c – акантит (Ac) в кальците; d – графические срастания пильзенита (Pl) с галенитом (Gl) и гесситом (Hs); e – симплектитовые срастания пильзенита (Pl), галенита (Gl) и гринокита (черное); f – графические срастания цумоита (Ts), галенита (Gl), гессита (Hs) и гринокита (Gr)

Составы ряда минеральных фаз висмутотеллуридной ассоциации близки к составам раклиджита – $Pb_{0.91}Bi_{2.74}(Te_{2.82}Se_{0.53})_{3.35}$, жозеита-Б – $Bi_{2.51}Cd_{0.05}Te_{1.44}Se_{0.37}S_{2.64}$, теллуристой разновидности лайтакарита – $(Bi_{2.51}Te_{1.44}Cd_{0.05})_{4.00}(Se_{0.36}S_{2.64})_{3.00}$, сульфоцумоита, кавачулита, жозеита-Б, другие даже в грубом приближении не соответствуют ни одному из известных минералов рассматриваемой системы – $PbBi_{2.11}(Te_{1.72}Se_{0.34})$ (?), $AgBi_{2.36}Te_{2.91}Se_{0.79}$ (?), $Pb_3Te_2Se_2$ (?).

Самороднометалльная минеральная ассоциация представлена самородными золотом, серебром, электрумом, висмутом, теллуrom, селеном, медью, свинцом, оловом, железом и акантитом. Размер выделений большинства из них, за исключением висмута и теллура, не превышает 20 мкм. Самородное золото преимущественно пластинчатой морфологии встречается в жильном кварце, халькопирите и галените, ассоциируясь с висмутотеллуридами, петцитом и гесситом (рис. 3.28, а, б). По составу оно варьирует незначительно – Au (64.16–81.79), Ag (18.21–35.84), иногда содержит Hg – 7.76 %, Se – 0.94 %, Te – 4.99 %. Самородное серебро отмечается в виде дендритоподобных микровключений в большинстве рудных минералов и кварце. Акантит, один из самых поздних минералов встречается в виде скелетных микровключений в кварце и карбонате, а также представлен многочисленными идиоморфными кристаллами в карбонатных микрожеодах (рис. 3.28, с). Самородный висмут образует единичные зерна размером около 5 мкм в жильном кварце, нарастает на грани галенита и отмечается в нем в виде включений. Самородный теллур с примесью висмута до 25 % встречается в субграфических сростаниях с галенитом и гесситом. Самородный селен – единичное микровключение в пирите.

Углеродсодержащие сланцы, подстилающие долериты с рудоносными карбонат-кварцевыми жилами, по данным бурения интенсивно брекчированы, пронизаны многочисленными кварцевыми прожилками, имеют повышенные содержания Mo – 0.022–0.046 %, Cu – 0.05 %, Pb – 0.032 %, Zn – 0.05 %, V – 0.1–0.15 %, Ag – 1–3 г/т, Au и элементов платиновой группы. Они содержат неравномерно распределенную рудную минерализацию – пирит, рутил, ильменит, молибденит, халькопирит, ковеллин, галенит, клаусталит, кобальтин, сфалерит, пирротин, самородные – медь, цинкистую медь (Zn ~35 %), никель, железо, олово (Pb – 5 %), свинец (Sb – 7 %, Sn – 5 %), серебро. Пирит, халькопирит и галенит представлены двумя генерациями. Галенит-1 находится в виде мелких включений в халькопирите. Он не содержит селена. Галенит-2 (Se – 5–20 %) – более крупные самостоятельные выделения, приуроченные обычно к кварцевым прожилкам. Клаусталит слагает скопления мелких (5–10 мкм) ксеноморфных зерен в графите. Самородные металлы в черных сланцах представлены преимущественно мелкими (2–20 мкм) ксеноморфными зернами, наиболее распространенным среди них является цинкистая медь.

Рудная минерализация в черных сланцах и в кварцевых жилах имеет признаки генетического единства, представляя собой различные уровни рудной системы, контролировавшейся сдвиговыми дислокациями разного порядка, проявленными в области сочленения Карельского кратона (AR₂) и Свекофеннского складчатого пояса (PR₁). Она имеет несколько одинаковых редких минералов (селенистый галенит, клаусталит, самородные цинкистая медь, олово, свинец, серебро), определяющих ее геохимическую специфику.

Процесс формирования рудной минерализации охватывал широкий температурный интервал – от 550 °C (по наличию звездчатых включений сфалерита в халькопирите) до <170 °C (присутствие акантита, гессита и др.) [Парк, Мак-Дормид, 1966; Afifi et al., 1988]. Золото-теллуридные ассоциации выделялись преимущественно в заключительные стадии процесса рудообразования, хотя активность селена и теллура в растворах была достаточно высокой и в условиях средних температур. Это подтверждает практически полная смесимость галенит-клаусталит и галенит-алтаит, происходящая при температуре >300° [Парк, Мак-Дормид, 1966; Afifi et al., 1988]. Широкое распространение симплектитовых сростаний минералов системы Bi-Te-Ag-Se-Pb на рудопроявлении Райконкоски свидетельствует о высокоградиентных изменениях условий кристаллизации минералов. Это в совокупности с широким температурным интервалом (>400 °C) эволюции рудного процесса и с видовым многообразием теллуридной (14 минералов) и самороднометалльной (13 минералов) минерализации, своеобразным «скучиванием» разнотемпературных ассоциаций определяет вероятную принадлежность рудопроявления Райконкоски к ксенотермальному типу месторождений, выделенному А. Ф. Баддингтоном [Парк, Мак-Дормид, 1966; Сидоров, 2003] и объединяющему признаки эпитермальных и мезотермальных месторождений, контролируемых зонами сдвиговых дислокаций. В то же время рудопроявление Райконкоски имеет сходство с богатыми теллуrom эпитермальными месторождениями «щелочного», золото-теллуридного или А-типа [Richards, Kerrich, 1993; Коваленкер, 2002], характеризующегося

тесной связью с магматизмом повышенной щелочности и своеобразными геохимической (Te-V-F) и минеральной (теллуриды золота, серебра и других металлов, флюорит, роскоэлит, ванадийсодержащие сульфиды) ассоциациями и, возможно, подвергшегося реювенации [Рундквист, 1993].

Помимо рудопроявления Райконкоски в области сочленения Карельского кратона и Свекофеннского складчатого пояса, являвшейся зоной конвергентного взаимодействия океанической и континентальной плит, известно еще несколько имеющих с ним некоторое геохимическое сходство рудопроявлений (Вухенлампи, Ag – 0.2 %, Койтонъярви, Au – 3.5 г/т, Хиетаярви, Au – 0.9 г/т, Сярка, Pb – >1 %), что, вероятно, свидетельствует о перспективности данной зоны в целом на благороднометалльное оруденение.

3.2.1.4. Минерагения свекофеннского посторогенного магматизма (P, Ba, Sr, CeREE, Li, Ta, Nb, Be)

В Приладожье с посторогенным магматизмом, представленным двумя плутоническими комплексами – Элисенваарско-Вуоксинским шошонитовым и Маткасельским пегматит-лейкогранитовым, известно небольшое число рудопроявлений металлических полезных ископаемых и несколько месторождений (керамические пегматиты, блочный и щебеночный камень) и проявлений (Ba-Sr-полевошпатовое сырье) неметаллов, которые рассмотрены в разделе 3.3.

Элисенваарско-Вуоксинский шошонитовый комплекс

Интрузивы, входящие в Элисенваарско-Вуоксинский комплекс, несут комплексную рудную нагрузку – апатит, полевошпатовое сырье (см. раздел 3.3.2.10), редкоземельные металлы, локализованные в двух крупных проявлениях – Кайвомякском и Райвимакском (см. рис. 1.89).

Редкоземельный рудный потенциал этих проявлений и в целом Элисенваарско-Вуоксинского комплекса, характеризующихся отчетливо выраженной цериевой специализацией (см. рис. 1.107), вследствие высоких современных промышленных требований к рудам такого типа по содержанию легких редкоземельных элементов – рядовые руды (3–5 %), бедные (<3 %) [Минеральное..., 1999] – представляется невысоким.

Породы в контурах рудных тел на апатит с бортовым содержанием P₂O₅ 1.5 % (см. рис. 1.89) характеризуются содержанием РЗМ 0.2–0.4 % (местами до 1.5 %) и наличием соответствующей минерализации (ортит, апатит, титанит, циркон, монацит, бастнезит, церианит, Се-стегиндит и другие цериево-редкоземельные минералы). Однако в составе РЗМ доля остродефицитных ^YРЗМ составляет как в породе в целом, так и в их главных минералах-концентраторах (апатите, титаните, ортите) всего лишь 1–9 % (табл. 3.8).

Таблица 3.8

Содержание РЗМ в апатитоносных породах и минералах-концентраторах редких земель Элисенваарской группы интрузий

Порода, минерал	ΣРЗМ, мас. %	^Y РЗМ, мас. %	Доля ^Y РЗМ, %
Апатитоносные мафиты и ультрамафиты	0.2–0.4	0.011–0.026	5.5–6.5
Апатит	0.5–2.3	0.04–0.2	8.0–8.7
Титанит	0.8–1.2	0.04–0.08	5.0–6.7
Ортит	15.1–17.4	0.1–0.17	0.7–1.0

В свете современных мировых достижений о роли шошонитового магматизма в металлогении золота докембрийских регионов [Rock, Groves, 1988; Richards, 2009 и др.] ареалы распространения интрузивов и роев даек лампрофиров Элисенваарско-Вуоксинского комплекса могут быть перспективными на золото.

Для территорий многих стран мира (Австралии, Аргентины, Британской Колумбии, Канады, Китая и др.) показано, что постколлизийный субщелочной шошонитовый магматизм является благоприятным признаком для формирования золоторудных объектов орогенного типа [Jewliw, 1992; Taylor et al., 1994; Muller, Forrestal, 1998; Zhilong et al., 2002; Lefebvre et al., 2005; Richards, 2009]. Лампрофиры шошонитовой серии имеют почти на порядок более высокие содержания золота по сравнению с другими равнозначными им по основности породами [Rock, Groves, 1988]. Это может быть обусловлено мантийным метасоматозом глубинных областей генерации шошо-

нитовых магм, характеризующихся также высокими концентрациями H_2O , F, K, Rb, Ba. Насыщенность этих расплавов щелочами и летучими компонентами вызывает гидротермально-метасоматическую проработку вмещающих интрузивы пород с привнесом и перераспределением в них рудных компонентов, включая золото. При этом наиболее благоприятным для локализации оруденения является наличие в экзозоне интрузий пород, служащих геохимическими барьерами. В районе распространения интрузивов Элисенваарской группы такими барьерами являются графитсодержащие гнейсосланцы, в которых установлено несколько пунктов благороднометалльной минерализации.

На участке Куренлампи закартирована [Степанов и др., 2004б] зона расланцевания и низкотемпературных гидротермально-метасоматических изменений (окварцевание, хлоритизация, серицитизация) в графит-биотитовых гнейсах мощностью 200 м и протяженностью более 700 м. Метасоматиты содержат халькопирит-пирит-пирротиновую минерализацию и имеют повышенные содержания (г/т): золота – 0.1, серебра – 0.5, мышьяка – 25 г/т, меди – 0.1 %. К северо-западу от этого участка оконтурен шлиховой ореол золота (1–5 зн.) площадью около 80 км², длинная ось которого совпадает с простиранием тектонических зон, контролирующих развитие метасоматитов.

Такого же типа зоны гидротермально-метасоматических преобразований углеродистых пород выявлены на участке Ивариньяки и вблизи бывшего хутора Вялимяки. Они характеризуются повышенными содержаниями (г/т): мышьяка – 300 г/т, сурьмы – 5 г/т, висмута – 100, серебра – 1.5 г/т, золота – 0.1.

Рудоносность маткасельского пегматит-лейкогранитового комплекса

В целом лейкограниты, пегматоидные граниты и пегматиты, входящие в маткасельский комплекс, имеют отчетливую редкометалльную специализацию, характеризуясь повышенными содержаниями Be, Nb, Ta, Sn, Li, Rb, Cs и др., минералами-концентраторами которых являются как акцессорные минералы (гранат, апатит, турмалин, берилл, индиголит, литиевые алюмофосфаты ряда амблигонит-монтебразит, колумбит-танталит, касситерит, магнетит, циркон, пирит, титанит, сфалерит, галенит, молибденит, арсенопирит, ильменит), так и породообразующие – слюды, микроклин, альбит (тонкопластинчатый, сахаровидный, клевеландит). Гранат, в большинстве случаев по уровню содержания (1–3 %) выступающий как второстепенный породообразующий минерал, обогащен Mn (спессартин 10–25 %), Y (200–1200 г/т), Yb (50–300 г/т), Sc (150–300 г/т). В пегматитах Пиртипохского проявления (Be – 0.01–0.15 %, Li_2O – до 0.04 %, Cs_2O – до 0.013 %) распространены типичные для редкометалльных пегматитов манганопатит, индиголит, эльбаит, розовый берилл (содержание Li – 0.3 %, Cs – 0.7 %), касситерит, колумбит-танталит, амблигонит-монтебразит, лелингит, лепидолит, сподумен. В пегматоидных гранитах Руокоярвинского проявления содержания Be достигают 0.15 %, Ta – 0.02 %, Bi – 300 г/т, Sn – 0.015 %, W – 0.06 %.

Пегматоидные граниты и пегматиты слагают апикальные выступы Маткасельского и Кюренлампинского массивов, центральные части небольших интрузивных тел и многочисленные разно-масштабные жилы. Дифференцированные пегматитовые жилы распространены преимущественно к востоку от массива (Пиртипохья, Маткаселька и др.) и на более значительном удалении от него (Йокиранта, Кааламо, Коккомьяки и др.).

Лепидолитовые пегматиты с содержанием Li_2O 2 % и Ta_2O_5 0.3 % [Артамонова, Духовский, 1989] выявлены также в южном и юго-восточном экзоконтактах Маткасельского и Кюренлампинского массивов, в обрамлении Кааламского массива и в северо-восточном крыле Йокирантского гнейсогранитного купола (рис. 3.29), где они наиболее изучены [Иващенко, Лавров, 1993].

Редкометалльные лепидолитовые пегматиты северо-восточного обрамления Йокирантского гнейсогранитного купола локализованы в верхних частях разреза основных вулканитов сортавальской серии, метаморфизованных в амфиболитовой фации (рис. 3.29). Пегматиты залегают в шаровых металавах базальтов и перекрывающих их туфах. Шаровые лавы (аз. над. 350°, угол падения 30° – 35°) слагают несколько потоков мощностью до 20 м каждый. Размер шаров, имеющих эллипсоидную форму, варьирует в пределах от 5 × 10 см до 50 × 80 см. В них четко обособлены вспененная часть и зона закалки, подвергшаяся амфиболитизации. Межшаровые пространства выполнены кварц-альбит-эпидотовой ассоциацией. Выше по разрезу шаровые лавы сменяются миндалекаменными базальтами и интенсивно дислоцированными, расланцованными и амфиболитизированными туфами.

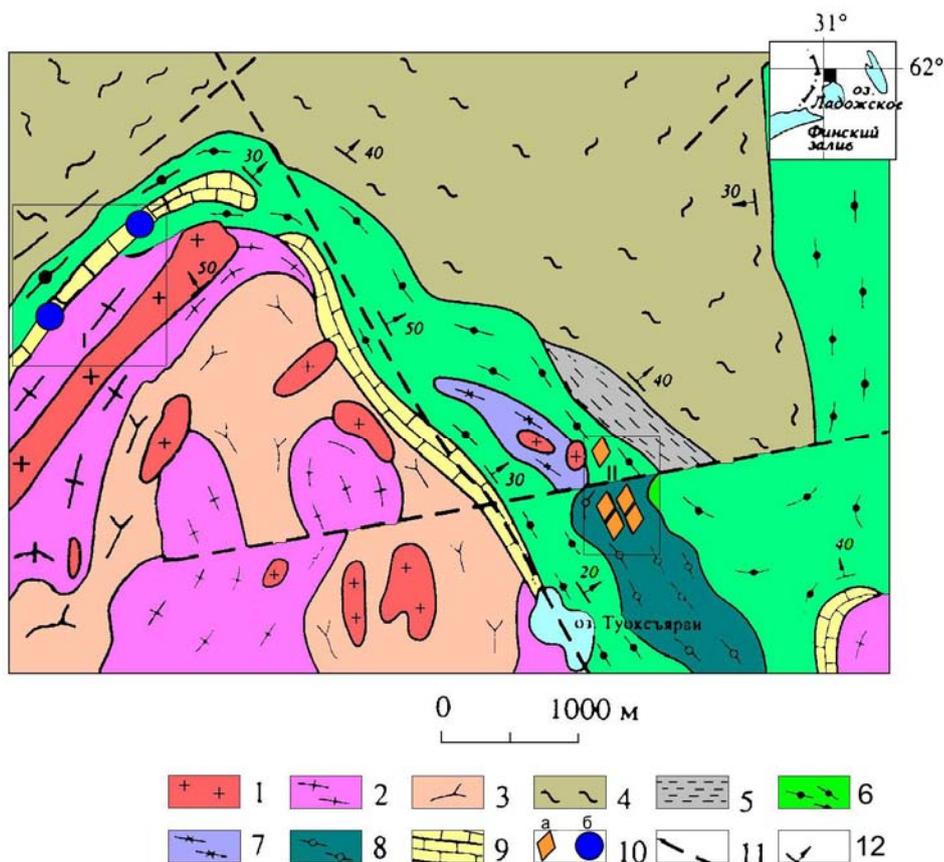


Рис. 3.29. Схема геологического строения северной части Йокирантского гнейсо-гранитного купола:

1 – плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты; 2 – гнейсограниты и мигматиты по вулканогенно-терригенным образованиям кислого и среднего состава сортавальской и ладожской серий; 3 – мигматиты по основным вулканитам сортавальской серии; 4 – гранат-и андалузитсодержащие кварц-биотитовые сланцы с прослоями кварцитов и кварцито-песчаников (ладожская серия); 5–9 – сортавальская серия: 5 – графитсодержащие кварц-слюдистые и амфиболовые (апотуфовые) сланцы, 6 – амфиболовые сланцы и полевошпатовые амфиболиты с прослоями кварц-слюдистых сланцев, 7 – плагиофировые базальты и амфиболовые сланцы по ним, 8 – шаровые лавы базальтов, 9 – мраморизованные и скарированные карбонатные породы, скарны с прослоями амфиболовых и слюдистых сланцев; 10 – рудопроявления: а – редкометалльные пегматиты, б – скарновые полиметаллические с W; 11 – тектонические нарушения; 12 – элементы залегания (сланцеватости) пород

Пегматиты, прорывающие шаровые лавы, имеют субсогласное с ними залегание при мощности от 2 до 4–5 м. На участке выявлено четыре пегматитовые жилы. По простиранию они прослеживаются более чем на 100 м. Все жилы сходны между собой. Они характеризуются кварц-мусковит-микроклиновым составом, блоковой структурой и слабо выраженной зональностью. В зальбандах жил отмечается биотит, а ближе к осевой части появляются зонки, обогащенные спессартиновым гранатом (содержание MnO до 19 %), альбитом, редкими чешуйками циннвальдита, лепидолита и уплощенными кристаллами танталит-колумбита размером до $4 \times 10 \text{ мм}^2$ в поперечном сечении. Содержание колумбит-танталита достигает 0.2 %. В аксессуарных количествах в пегматитах присутствуют апатит, циркон, сфен, рутил, анатаз, турмалин, флюорит, ганит, ортит, монацит, сульфиды меди и железа.

В туфовой части разреза установлена только одна пегматитовая жила. Она обнажается на площади $6 \times 15 \text{ м}^2$ при видимой мощности около 6 м. Жила имеет резко дискордантный характер соотношения с вмещающими породами. Контакты отчетливо эруптивные. В эндозоне содержатся ксенолиты вмещающих амфиболовых сланцев, подвергшихся интенсивной биотитизации. Жила имеет симметричное зональное строение с незначительным смещением центральной зоны в сторону висячего бока. Ее зальбанды сложены кварц-олигоклаз-альбит-микроклиновым пегматитом с редкими пачками мусковита (размером до $3 \times 5 \times 2 \text{ см}^3$) и измененного биотита ($2 \times 3 \times 0.5 \text{ см}^3$). Мощность этой зоны в лежащем боку 1.5 м, в висячем – 0.3–0.5 м. Следующая зона представлена кварц-альбит-микроклин-

мусковитовым пегматитом блоковой структуры. Содержание Li-мусковита – 10–30 %. Далее зона клевеландит-кварц-микроклин-мусковитового пегматита блоковой структуры с кварц-мусковитовыми шширами размером 0.5 × 0.3 м². В центральной части жилы обособлены зоны клевеландит-лепидолитового пегматита с содержанием лепидолита более 50 % и эльбаит-клевеландит-кварцевого с циннвальдитом и топазом.

Лепидолит представлен сиреневато-розовыми деформированными и разноориентированными листочками размером 3–10 мм, слагающими четко ограниченную зону слюдитов мощностью 30–40 см, характеризующуюся повышенными содержаниями Be – 10–50 г/т, Sn, Nb – 15–150 г/т, Ga – до 100 г/т.

В целом выявленные пегматитовые жилы имеют ярко выраженную редкощелочнометалльную специализацию. Большинство минералов, слагающих пегматиты, имеют высокие содержания лития, рубидия, цезия (табл. 3.9). Турмалин содержит около 1.5 % двуокиси лития, а также 0.0221 % галлия и 0.046 % цинка. Он относится к эльбаитовому ряду (содержание эльбаита – 66 %) с незначительными долями шерлового (13 %), бюргеритового (11 %), тсилазитового (6 %) и увитового (4 %) минералов. Турмалин слагает радиально-лучистые сростания размером до 15 × 20 см², примыкающие центрами роста к кварцевым обособлениям в осевой части жилы. Размеры отдельных кристаллов турмалина достигают 0.5 см в поперечнике и 3–5 см по длинной оси. Макроскопически турмалин густого оливково-зеленого цвета, в шлифах бесцветен. Кристаллы разбиты многочисленными поперечными трещинками, по которым происходили смещения. К турмалиновым обособлениям тяготеют гломерозернистые выделения желтоватого топаза размером 2 × 5 см², имеющего повышенные концентрации германия (до 200 г/т). В более мелких выделениях топаз отмечается в зоне клевеландит-лепидолитового пегматита. Его содержание здесь около 1 %. Акцессорная минерализация лепидолитовой пегматитовой жилы представлена касситеритом, апатитом, рутилом, ортитом, монацитом, ксенотимом, гранатом, сульфидами железа, меди, молибдена. Содержание касситерита варьирует от 20 до 2500 г/т.

Таблица 3.9

Химический состав минералов редкометалльных пегматитов северо-восточного обрамления Иокриантского гнейсогранитного купола, мас. %

Оксиды	Лепидолит (2)	Циннвальдит (2)	Li-мусковит (2)	Турмалин (2)	Гранат (3)	Альбит (4)	Микроклин (2)
SiO ₂	50.00	48.82	45.19	37.79	37.36	67.88	62.90
TiO ₂	0.01	0.02	0.04	0.04	0.09	0.04	0.02
Al ₂ O ₃	23.60	28.28	31.22	37.88	19.77	19.66	18.40
Fe ₂ O ₃	0.13	0.49	1.12	2.56	1.63	0.03	0.18
FeO	0.05	0.26	2.39	2.78	26.27	0.09	0.09
MnO	1.24	1.32	0.34	1.31	13.40	0.02	0.02
MgO	0.40	0.07	0.03	0.15	0.75	0.08	0.10
CaO	0.09	0.04	0.08	0.23	0.26	0.40	0.21
Na ₂ O	0.21	0.18	0.34	2.56	0.17	11.30	0.81
K ₂ O	10.33	10.00	10.06	0.40	0.19	0.32	15.89
ZnO	0.016	0.142	0.170	0.090		0.002	0.000
Li ₂ O	5.460	2.870	1.430	1.410		0.007	0.002
Rb ₂ O	3.090	2.230	1.890	0.026		0.019	1.052
Cs ₂ O	0.195	0.174	0.072	0.021		0.001	0.058
F	3.50	2.80	2.40	1.10			
B ₂ O ₃				8.65			

Примечание. В скобках – число анализов, по которым рассчитано среднее. Аналитики – Г. К. Пунка, В. Л. Утицына, А. И. Полищук.

Сопоставление геологических и минералого-геохимических особенностей пегматитовых жил, залегающих среди шаровых лав и туфов сортавальской серии, показывает, что их отличия обусловлены не принадлежностью к различным рудным пегматитовым формациям, а разной степенью эродированности. Уровень эрозионного среза пегматитовых жил находится в соответствии со стратиграфической последовательностью вскрытых частей геологического разреза вмещающих пегматиты вулканитов сортавальской серии. Следовательно, наиболее высокий эрозионный срез представляют собой выходы пегматитовых жил в верхах разреза. По степени эродированности среди рассматриваемых пегматитов наименее эродированной является лепидолитовая пегматитовая жила, вскрытая в туфогенной части разреза.

Таким образом, в металлогеническом аспекте пегматитовые жилы с наиболее ярко проявленной редкометалльной специализацией приурочены к одному определенному литолого-стратиграфическому уровню – верхним частям разреза сортавальской серии. Их апикальные выклинивающиеся части почти достигают перекрывающих сортавальскую серию ладожских образований. Установленная особенность может служить одним из главных критериев при поисках и прогнозно-металлогенической оценке редкометалльных пегматитов в Приладожье.

Пегматиты, развитые в окрестностях Питкяранты-Импилаhti, имеют в большей степени редкоземельную металлогеническую нагрузку, определяющуюся присутствием соответствующей минерализации (ортит, монацит, апатит, ксенотим, циркон, циртолит, самарскит, фергусонит, эвксенит, иттрогатчеттолит, итробетафит, Та-бетафит, обручевит, магнетит, ильменит, гематит, рутил, турмалин, титанит, пирит, халькопирит, арсенопирит, молибденит, висмутин, галенит). Собственно редкометалльные минералы (берилл, колумбит, танталит) развиты в них крайне ограниченно, а содержание редких щелочей невысокое (<0.2 %).

3.2.2. Минерагения Готского тектоно-магматического цикла и последующих эпох

Для этого временного периода характерно совмещение резко различных типов месторождений, ассоциирующих с гранитами рапакиви. При этом выделяется два пространственно обособленных рудных района: Питкярантский рудный район (юго-западная Карелия, Салминский батолит) и Южная Финляндия (Выборгский батолит и его сателлиты) (рис. 3.30).

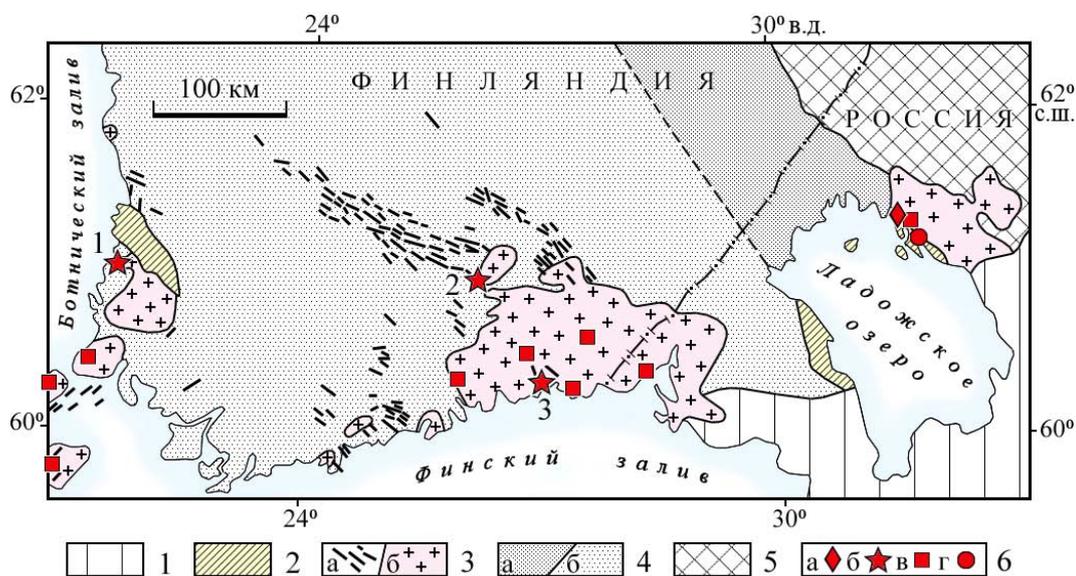


Рис. 3.30. Схема размещения различных типов редкометалльных, оловорудных, полиметаллических и урановых месторождений, ассоциирующих с гранитами рапакиви Северного Приладожья:

1 – платформенный чехол Восточно-Европейской платформы; 2 – йотнийские (1.46 млрд лет) осадочные, вулканогенно-осадочные и интрузивные породы; 3 – изверженные породы хогландия (1.66–1.53 млрд лет; а – анортзит-рапакивигранитные плутоны, б – рои диабазовых даек); 4 – метаморфические и изверженные комплексы Свекофеннской складчатой области (а), Раахе-Ладожская зона (б); 5 – Карельский кратон (AR₂); 6 – месторождения и рудопроявления, ассоциирующие с гранитами рапакиви: а – скарновые Sn-Be и Sn-полиметаллические месторождения Питкярантского рудного района; б – грейзеновые рудопроявления с Be-Sn-полиметаллической минерализацией (штоки: 1 – Еурайоки, 2 – Ахвенисто, 3 – Куми); в – кварцевые и эпидот-кварцевые жилы с Pb-Zn-Ag минерализацией; г – U-месторождение типа «несогласий» Карку в песчаниках йотния

3.2.2.1. Питкярантский рудный район

Питкярантский рудный район расположен в Раахе-Ладожской зоне Свекофеннской складчатой области. Все месторождения приурочены к узкой «полосе», протягивающейся вдоль северо-западного контакта Салминского массива более чем на 50 км (рис. 3.31). Наибольшей известностью в рудном районе пользуются скарновые месторождения с комплексным Fe-Sn-редкометалльно-полиметаллическим

и флюоритовым оруденением, известные с XVIII в. и интенсивно эксплуатировавшиеся во второй половине XIX в. Наряду с ними, в районе известны непромышленные проявления редкометалльной и Sn-редкометалльной минерализации кварцевожильного и грейзенового типов как в гранитах рапакиви, так и во вмещающих сланцах и гнейсогранитах куполов. Кроме того, в южной части района сравнительно недавно выявлено еще два типа рудных объектов. Это палеороссыпи касситерита и урановые месторождения в йотнийских песчаниках салминской свиты.

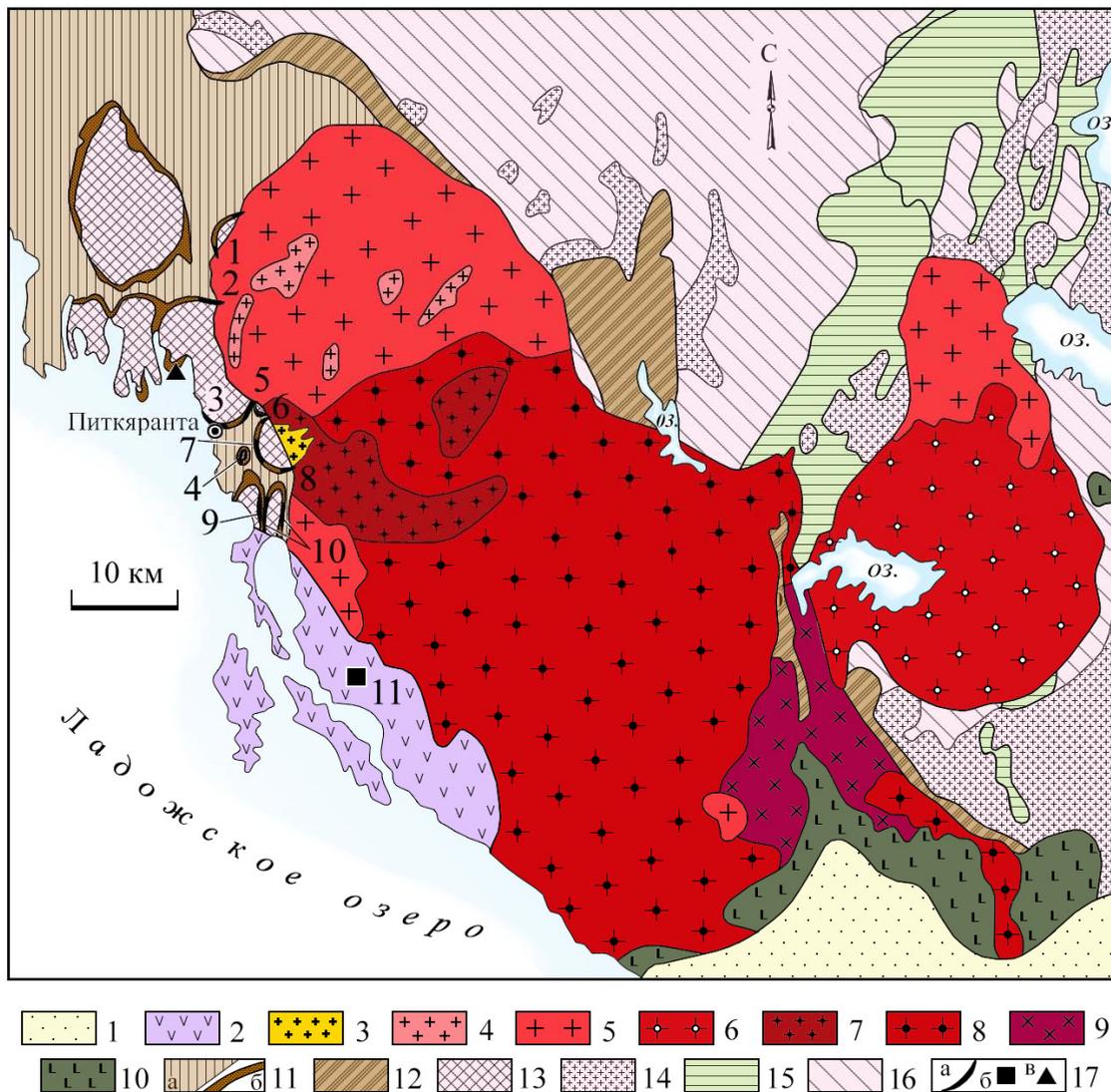


Рис. 3.31. Геологическое строение Салминского батолита и размещения месторождений Питкяррантского рудного района (по [Amelin et al., 1991] с дополнениями и изменениями):

1 – платформенный покров; 2 – вулканогенно-осадочные образования йотния (салминская свита); 3–10 – породы Салминского батолита: 3 – топазсодержащие граниты (Li-F граниты); 4 – мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты; 5 – крупнозернистые биотитовые граниты; 6 – крупнозернистые биотит-роговообманковые граниты; 7 – овоидные биотит-роговообманковые граниты рапакиви с мелкозернистой основной массой; 8 – выборгиты и питерлиты; 9 – крупнозернистые биотит-роговообманковые кварцевые сиениты; 10 – основные и средние породы (анортозиты, нориты, ферродиориты, монцититы); 11–12 – PR1 супракратальные породы: 11 – Свекофеннской складчатой области (сортавальская и ладожская серии); 12 – Карельского кратона; 13 – AR2-PR1 гнейсограниты куполов; 14–16 – AR2 комплексы Карельского кратона: 14 – граниты и мигматит-граниты; 15 – зеленокаменные пояса; 16 – ТТГ-ассоциация; 17 – месторождения и рудопроявления: а – Sn-Be-полиметаллические месторождения Питкяррантского рудного района; б – U-полиметаллическое месторождение Карку; в – Mo рудопроявление Куйваниеми в кварц-полевошпатовых метасоматитах.

Месторождения Питкяррантского рудного района: 1–4 – скарново-пропилитовые Sn-полиметаллические: 1 – Юкан Коски, 2 – Кители, 3 – Старое Рудное Поле, 4 – Хепоселька; 5–10 – скарново-грейзеново-пропилитовые Sn-Be и Sn-Be-полиметаллические: 5 – Новое Рудное Поле, 6 – Хопунваара, 7 – Люпикко, 8 – Южное Люпикко, 9 – Ристиниеми, 11 – Укса

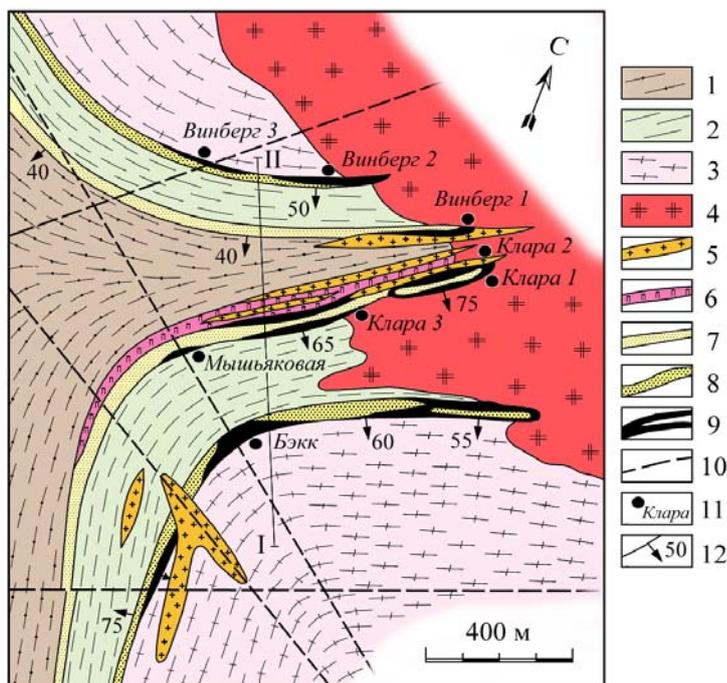


Рис. 3.32. Геологическая схема месторождения Хопунваара, Питкярантский рудный район:

1 – глиноземистые сланцы ладожской серии; 2 – амфиболовые сланцы и амфиболиты питкярантской свиты; 3 – гнейсограниты куполов; 4 – граниты рапакиви Салминского массива; 5 – Li-F граниты; 6 – керамические пегматиты; 7–8 – рудовмещающие карбонатные горизонты питкярантской свиты (7 – верхний, 8 – нижний); 9 – рудные залежи; 10 – разломы; 11 – шахты; 12 – элементы залегания метаморфических пород

Скарновые месторождения

Скарновые месторождения района сосредоточены главным образом в северной части вышеупомянутой «полосы», в области развития наиболее дифференцированных гранитов рапакиви, совпадающей с зоной проявления контактового метаморфизма вмещающих пород. Наибольшее количество рудных объектов сконцентрировано в области сравнительно пологого погружения кровли гранитов рапакиви под вмещающие породы. Месторождения приурочены к карбонатным горизонтам питкярантской свиты, обрамляющей гнейсогранитные купола. Среди скарновых месторождений района выделяются [Ларин, 1980, 2011; Ларин и др., 1991; Amelin et al., 1991] две группы месторождений, имеющих между собой постепенные переходы: (1) Be-Sn-полиметаллические с флюоритом и (2) Sn-полиметаллические. Первые располагаются в надынтрузивной зоне Салминского массива, характеризующейся сравнительно пологим залеганием кровли массива под вмещающими породами (Уукса, Хопунваара, Люпикко, Новое Рудное Поле, Ристиниеми). Как правило, они ассоциируют с куполовидными выступами не вскрытых эрозией Li-F гранитов. Здесь же широко развиты дайки этих гранитов и штокшайдеров (рис. 3.32, 3.33).

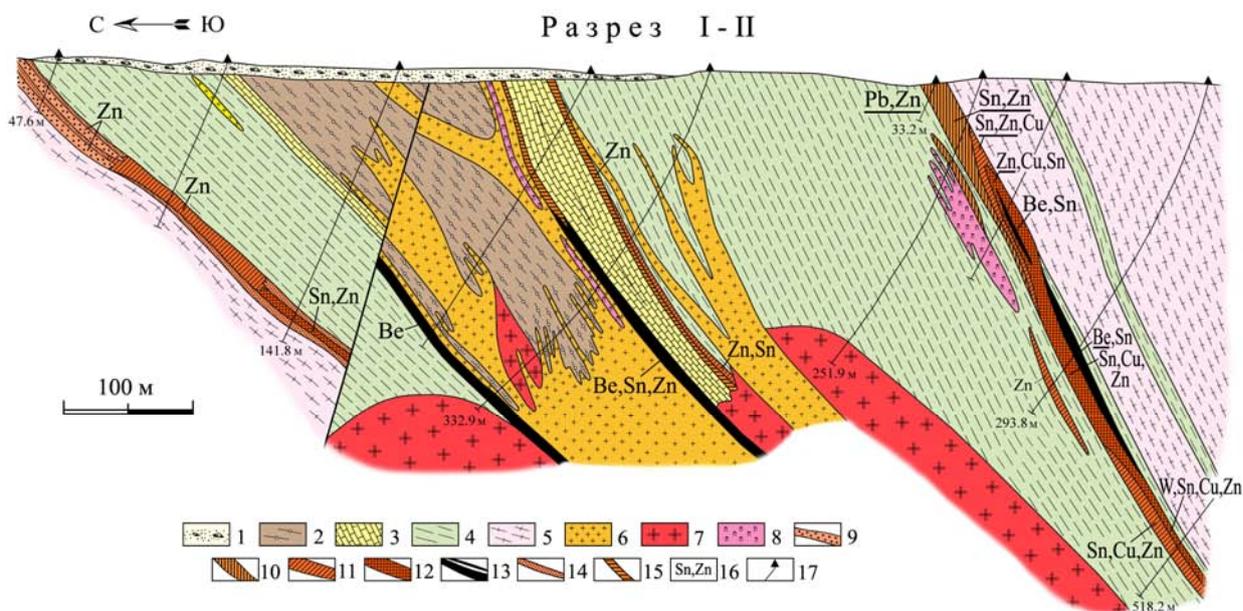


Рис. 3.33. Геологический разрез месторождения Хопунваара по профилю I-II (С-Ю), Питкярантский рудный район:

1 – четвертичные отложения; 2 – глиноземистые сланцы ладожской серии; 3–4 – питкярантская свита: 3 – мраморы и кальцифиры; 4 – амфиболовые сланцы и амфиболиты; 5 – гнейсограниты куполов; 6–7 – граниты Салминского массива: 6 – Li-F граниты, 7 – выборгиты и питерлиты; 8 – керамические пегматиты; 9–14 – рудоносные метасоматические породы: 9 – карбонат-кварцевые метасоматиты, 10–12 – апоскарновые пропилиты (10 – кварц-хлоритовые, 11 – эпидотовые и флогопит-эпидотовые, 12 – амфиболовые); 13 – апоскарновые грейзены; 14 – известковые скарны; 15 – магнезиальные скарны; 16 – рудные элементы (ведущие элементы подчеркнуты); 17 – скважины

Месторождения второго типа либо локализуются в контактовой зоне массива, где гранитам при-
суще крутое падение (рис. 3.34, месторождение Кители), либо тяготеют к зоне крутого перегиба
кровли гранитов рапакиви под вмещающими породами с изменением пологого погружения на верти-
кальное (рис. 3.31; Старое Рудное Поле, Хепоселька). Глубина залегания кровли массива здесь может
достигать 1 км [Хазов, 1973]. Дайки Li-F гранитов либо отсутствуют, либо очень редки. По масштабам
месторождения второго типа более значительны, чем первые, и оцениваются как средние по запасам
олова. Рудные залежи имеют преимущественно пластовую форму и залегают согласно с вмещающими
породами. Для них нередко характерно сложное строение, обусловленное совмещением рудоносных
метасоматитов различных этапов и стадий минералообразования и наличием фациальной зонально-
сти внутри «простых» тел метасоматитов.

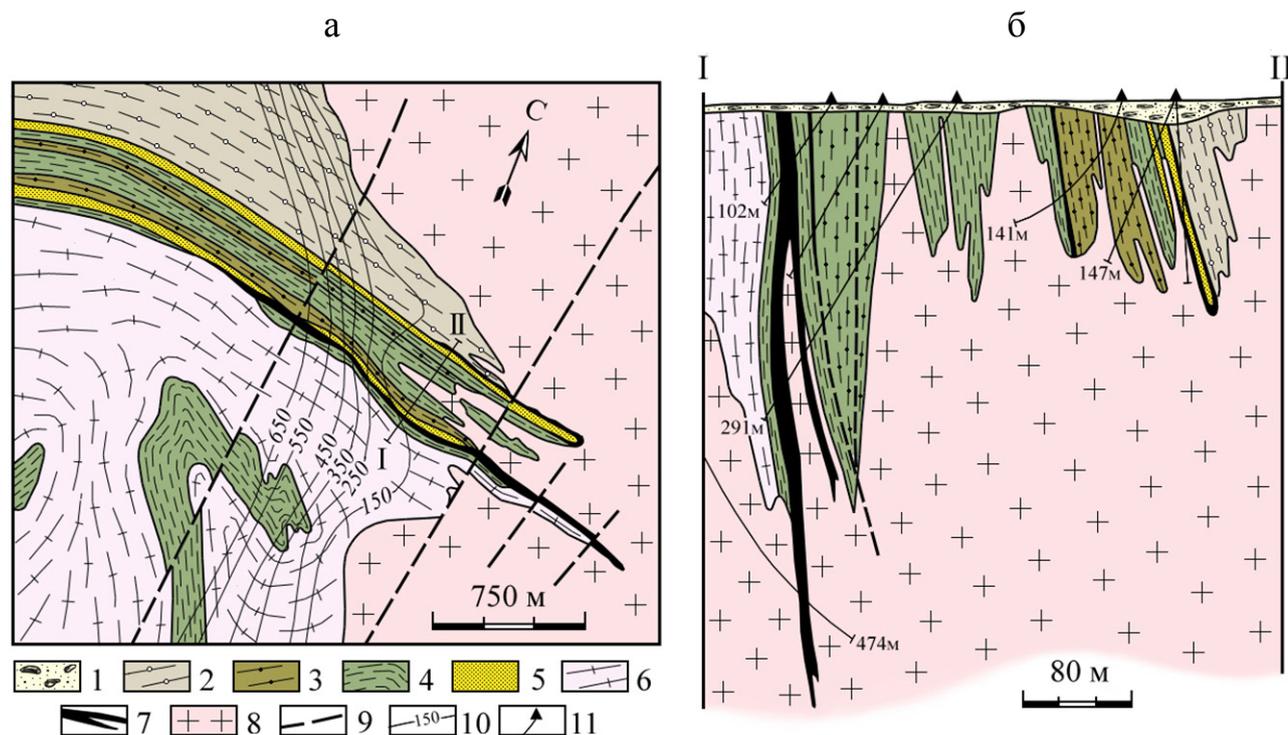


Рис. 3.34. Месторождение Кителя, Питкярантский рудный район:

а – план; б – разрез по профилю I–II на плане. 1 – четвертичные отложения; 2 – глиноземистые сланцы ладожской серии; 3–5 – породы питкярантской свиты: 3 – графитистые сланцы, 4 – амфиболовые сланцы и амфиболиты, 5 – «карбонатные» горизонты; 6 – гнейсограниты купола; 7 – рудные тела; 8 – биотитовые граниты рапакиви; 9 – разломы; 10 – изолинии глубины залегания кровли Салминского массива под вмещающими породами; 11 – скважины

На месторождениях района выделены [Ларин и др., 1991] следующие основные типы рудо-
носных метасоматитов (рис. 3.35): магнезиальные и известковые скарны, флюорит-везувиан-
магнетитовые метасоматиты, апоскарновые метасоматиты (грейзены, пропилиты и полевошпа-
товые метасоматиты) и поздние кварц-карбонатные метасоматиты. Магнезиальные скарны, как
правило, находятся в виде реликтов среди известковых скарнов. С ними связано сопутствующее
Fe и Zn оруденение. Известковые скарны, с которыми ассоциирует сингенетическое Fe-Zn
и Sn оруденение, являются наиболее распространенным типом метасоматических пород место-
рождений. Большая часть Sn в скарнах находится в рассеянной, преимущественно изоморфной
форме в гранатах, содержания которого достигают 2.2 % [Ларин и др., 1991]. Флюорит-везуви-
ан-магнетитовые метасоматиты распространены исключительно на месторождениях первого тип-
па. С ними связано Be оруденение, причем практически весь Be находится в виде изоморфной
примеси в везувиане (до 0.85 %). Апоскарновые грейзены также развиты исключительно на ме-
сторождениях первого типа. Преобладающим распространением пользуются флюорит-слюди-
стые и магнетит-флюорит-слюдистые грейзены. С ними связана Be, Sn, Li, флюоритовая и ино-
гда W и Mo минерализация.

ЭТАПЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ	СИНМАГМАТИЧЕСКИЙ			ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЙ		
СТАДИИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ	1	2	3	4		5
КОМПЛЕКСЫ	МАГНЕЗИАЛЬНО-СКАРНОВЫЙ	ИЗВЕСКОВО-СКАРНОВЫЙ	ФЛЮОРИТ-ВЕЗУВИАНОВЫЙ	ГРЕЙЗЕНОВЫЙ	ПРОПИЛИТОВЫЙ	КВАРЦ-КАРБОНАТНЫЙ
МИНЕРАЛЫ						
форстерит		+	x			
Mg шпинель		+	x			
эндиопсид		+	x			
брусит		+	x			
магнезит		+	x			
доломит		+	x			
кальцит		+	x			
хондродит		+	x			
флогопит		+	x			
тремолит		+	x			
плагиоклаз		+	x			
магнетит		+	x			
сфалерит		+	x			
серпантин		+	x			
тальк		+	x			
диопсид-салит		+	x			
гроссуляр-андрадит		+	x			
андрадит		+	x			
гроссуляр		+	x			
везувиан		+	x			
ортоклаз		+	x			
кварц		+	x			
сфен		+	x			
касситерит		+	x			
флюорит		+	x			
ганит		+	x			
топаз		+	x			
фенгит-мусковит		+	x			
протолитионит		+	x			
Li-биотит		+	x			
маргарит		+	x			
селлаит		+	x			
корунд		+	x			
диаспор		+	x			
флюоборит		+	x			
Фаялит		+	x			
берилл		+	x			
бромеллит		+	x			
хризоберилл		+	x			
фенакит		+	x			
битит		+	x			
тааффеит		+	x			
гельвин-даналит-гентгельвин		+	x			
бавенит		+	x			
шеелит		+	x			
Bi (самор.)		+	x			
висмутин		+	x			
виттихенит		+	x			
теллуриды Bi,Au,Ag,Pb,Cu		+	x			
Au (самор.)		+	x			
Ag (самор.)		+	x			
молибденит		+	x			
арсенопирит		+	x			
лёллингит		+	x			
станнин		+	x			
альбит		+	x			
гастингсит		+	x			
роговая обманка		+	x			
актинолит		+	x			
пирротин		+	x			
пирит-марказит		+	x			
кубанит		+	x			
халькопирит		+	x			
эпидот		+	x			
клиноцоизит		+	x			
пренит		+	x			
скаполит		+	x			
тюрингит		+	x			
клинохлор-пеннин		+	x			
норбергит		+	x			
гематит		+	x			
галенит		+	x			
монтмориллонит		+	x			
гидрослюды		+	x			
барит		+	x			
прохлорит		+	x			
цеолиты		+	x			
стокезит		+	x			
халцедон		+	x			
ангидрит (гипс)		+	x			
РУДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ	Fe Zn	Fe Zn Cu	Be Fe	Be Sn (Li)	SnCuZnPb	Zn (Cu)
ТЕМПЕРАТУРЫ ОБРАЗОВАНИЯ (С°)	> 650	635-560	540-520	470-380	380-280	< 270-280

Главные минералы
 Второстепенные минералы
 Малораспространенные минералы
 Редкие минералы
+++ Внедрение даек биотитовых гранитов
xxx Внедрение даек Li-F гранитов
 Подчеркнуты главные рудные элементы, в скобках - малораспространенные рудные элементы.

Рис. 3.35. Этапы и стадии формирования скарновых месторождений Питкярантского рудного района

Апоскарновые грейзены имеют зональное строение, нередко образуя с апоскарновыми пропили- тами единые тела, связанные фациальной зональностью (табл. 3.10). При этом апоскарновые грейзены образуют тыловые зоны, а апоскарновые пропилиты – фронтальные зоны единой метасоматической колонки [Ларин и др., 1991]. Апоскарновые пропилиты встречаются на всех месторождениях района. Наиболее широко распространены амфиболовые пропилиты, и наиболее типичны они для месторож- дений второго типа. С ними связана основная часть Sn-полиметаллического оруденения района. Кварц-карбонатные метасоматиты распространены на всех месторождениях, но масштабы их прояв- ления сравнительно невелики. Cu-Zn и реже Sn минерализация в них, как правило, имеет переотло- женный характер. По данным [Ларин, 1980; Amelin et al., 1991], формирование скарнов происходило при температурах >650–560 °С, флюорит-везувиан-магнетитовых метасоматитов – 540–520 °С, апоскарновых грейзенов – 470–380 °С, апоскарновых пропилитов – 380–280 °С и поздних кварц- карбонатных метасоматитов <270–280 °С.

Таблица 3.10

Сводная метасоматическая колонка для тел апоскарновых грейзенов, грейзеново-пропилитовых и пропилитовых тел месторождений Питкярантского рудного района

Зоны		Топаз- кварцевая	Флюорит- топаз- слюдистая	Флюорит- слюдистая	Флюорит- полево- шпатовая	Амфиболовая	Слюдисто- эпидотовая	Кварц- хлоритовая
Поро- дооб- разую- щие ми- нералы	Глав- ные	Топаз, кварц	Флюорит, топаз, Li-биотит, протолигионит	Флогопит, флюорит, селлаит, ганит, корунд	Плагиоклаз (An ₂₁₋₅₁), альбит, ортоклаз, флюорит	Актинолит, роговая обманка	Эпидот, флогопит, актинолит, кварц, кальцит, клиноцоизит	Дафнит, кварц, кальцит, флогопит, эпидот
	Второ- степен- ные	Мусковит, ганит	Маргарит, ганит	Диаспор, флюорит, фаялит, Li-биотит, маргарит, гастингсит	Роговая обманка, гастингсит, флогопит, ганит, кварц, флюоборит, корунд	Флогопит, эпидот, гастингсит, кварц, флюорит, кальцит, ганит	Флюорит, фенгит, дафнит	Скаполит, альбит, актинолит, пренит
Руд- ные ми- нералы	Глав- ные	Берилл	Хризоберилл	Хризоберилл	Касситерит, гр. гельвина, фенакит, арсенопирит, леллингит	Касситерит, халькопирит, сфалерит, пирротин, магнетит	Касситерит, сфалерит, халькопирит, пирротин, пирит, магнетит	Галенит, сфалерит, касситерит, гематит, мушкетовит, магнетит, пирит
	Второ- степен- ные	Хризоберилл, касситерит	Берилл, касситерит	Гр. гельвина, броммелит, биттеит, тааффеит, касситерит, шеелит, леллингит, арсенопирит	Халькопирит, кубанит, сфалерит, пирротин, шеелит, висмутин, теллуриды, самордные Au, Ag, Bi	Пирит, кубанит, галенит, висмутин, молибденит, теллуриды, станнин, шеелит, самордные Au, Ag, Bi	Галенит, шеелит	Халькопирит
Руд- ные эле- менты	Глав- ные	Be	Be	Be	Sn, Be	Sn, Cu	Sn, Zn, Cu	Pb, Zn, Sn
	Второ- степен- ные	Sn, Li	Sn, Li	Sn, W	Zn, Cu, W, As	Zn, W, As	W, Pb,	Cu

Формирование скарновых месторождений осуществлялось в ходе двух этапов рудообразования: синмагматического и постмагматического (рис. 3.35). С первым этапом связано формирование магнизиальных и известковых скарнов с Fe-Zn и Sn оруденением. Метасоматиты первого этапа формируются в период, когда магна гранитов рапакиви была еще не закристаллизована. Главной рудоносной стадией второго (постмагматического) этапа является грейзеново-пропилитовая, и именно с ней связано основное промышленное Be-Sn и Sn-полиметаллическое оруденение Питкярантского рудного района.

Изучение зональности месторождений показало, что латеральная зональность по простиранию и падению рудных тел имеет малококонтрастный расходящийся характер и контрастный, как правило, асимметричный однонаправленный характер по мощности рудных залежей. Вертикальная зональность в общем случае имеет симметричный расходящийся характер (рис. 3.33). Общий ряд зональности для месторождений первой группы: **Be, Li, Sn** → (Be), Sn, W, (As), Cu, Zn → Sn, Cu, Zn, (Pb) → (Cu, Zn), Pb. В месторождениях второй группы выпадают начальные члены зонального ряда: **Sn** → **Sn, Cu, (Zn)** → Cu, Zn → Zn. Рудная зональность закономерно связана с зональностью метасоматических пород, главным образом второго эта

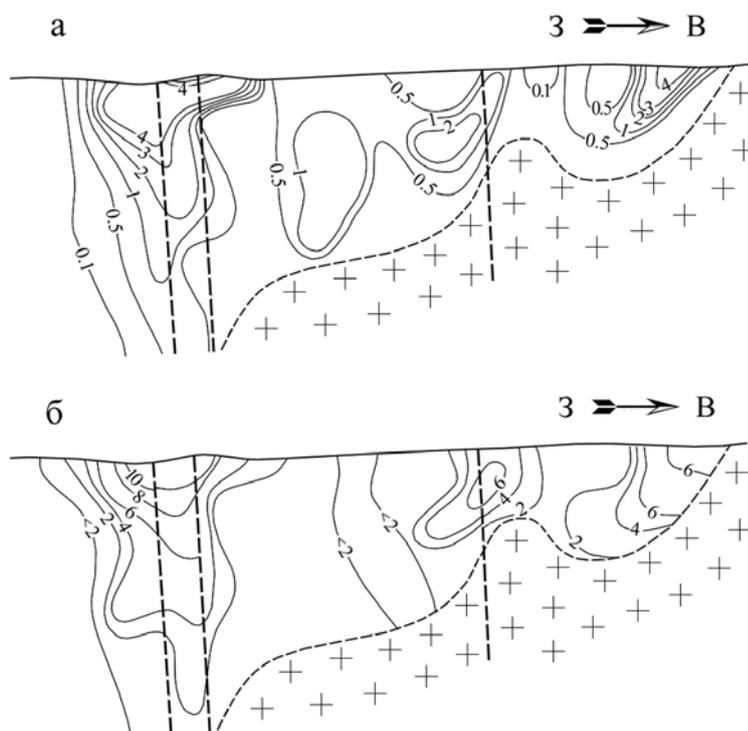


Рис. 3.36. Распределение Sn-оруднения (в метропроцентах) (а) и рудоносных амфиболовых апоскарновых пропилитах (суммированные мощности) (б) в плоскости вертикальной проекции нижнего карбонатного горизонта питкьярантской свиты месторождения Кители

па минералообразования. Центры рудных залежей, по отношению к которым проявлена симметричная вертикальная зональность, располагаются практически на одном гипсометрическом уровне для большинства месторождений района. Наиболее богатое оруднение контролируется этой поверхностью. Именно к ней приурочены Sn- и Be-Sn-рудные столбы, имеющие тенденцию к субгоризонтальному расположению в плоскости карбонатных горизонтов (рис. 3.36). При этом наблюдается как бы «растекание» минерализации от крутопадающих рудоподводящих каналов вдоль послонных руконтролирующих нарушений в рудовмещающих карбонатных горизонтах в зоне пересечения их с поверхностью этого уровня.

Геохронологическое изучение гранитов Салминского массива и руд Питкьярантского рудного района (рис. 3.37) подтвердило представления о существовании двух разорванных во времени этапов рудообразования. Sm-Nd минеральные изохроны, построенные по двум образцам оловоносных скарнов месторождения Кители, отвечают возрастам 1546 ± 28 млн лет и 1558 ± 30 млн лет [Ларин и др., 1991].

Близкое, но с существенно большей точностью, значение возраста – 1540 ± 9 млн лет – было получено U-Pb методом по единичным зернам скарнового граната того же месторождения [Amelin, Larin, 1994]. Еще более точное определение возраста оловоносных скарнов 1542.7 ± 1.5 млн лет было получено для касситерита Старого Рудного Поля с использованием U-Pb метода (LA ICP-MS) [Neymark et al., 2018]. Последнее полностью соответствует возрасту кристаллизации гранитов рапакиви Салминского массива [Amelin et al., 1997]. Таким образом, геохронологические данные подтверждают геологические о формировании рудоносных метасоматитов первого этапа синхронно с кристаллизацией гранитов рапакиви. По-видимому, завершающие стадии скарнового процесса происходили, когда краевые части гранитных тел были уже частично закристаллизованы, так как крайне редко фиксируются тела эндоскарнов по гранитам рапакиви. Возраст этих эндоскарнов, определенный U-Pb методом по циркону (1536.6 ± 2.5 млн лет), также соответствует возрасту кристаллизации гранитов рапакиви [Amelin, Larin, 1994; Amelin et al., 1997].

Формирование рудоносных метасоматитов второго этапа оторвано во времени от становления батолита и формирования рудоносных скарнов. Возраст апоскарновых грейзенов, полученный Sm-Nd изохронным методом по минералам, составляет 1492 ± 25 млн лет [Ларин и др., 1991]. Таким образом, минимальный разрыв во времени между образованием апоскарновых грейзенов и кристаллизацией самых поздних гранитов рапакиви (1530 ± 0.6 млн лет) составляет 13 млн лет. Это, а также наличие вертикальной симметричной расходящейся рудной и метасоматической зональности на скарновых месторождениях района свидетельствуют, скорее всего, об отсутствии прямых генетических

связей этого оруденения с куполами Li-F гранитов, вскрываемых скважинами под рудными зонами на глубинах от 70 до 400 м. К аналогичным выводам пришли В. В. Гавриленко и Ю. Б. Марин [2001] при анализе характера связей крупных оловорудных месторождений мира с Li-F гранитами как с непосредственными источниками рудного вещества.



Рис. 3.37. Длительность формирования пород Салминского анортозит-рапакивигранитного батолита и ассоциирующих месторождений Питкярантского рудного района. I–VI – импульсы магматической активности

Исследование Pb изотопной систематики руд и магматических пород района продемонстрировало единство источника вещества руд скарновых месторождений Питкярантского рудного района и гранитов рапакиви Салминского батолита и резкое отличие их от более древних месторождений региона различных типов [Ларин и др., 1990, 1991]. Исследование изотопного состава Nd рудоносных метасоматитов [Ларин и др., 1991] показало, что в составе оловоносных известковых скарнов доминирует компонент вмещающих пород (рис. 3.38). Это хорошо согласуется с геологическими данными об экстенсивном развитии метасоматических процессов первого этапа, захватывающих большие объемы вмещающих пород. В то же время рудоносные метасоматиты постмагматического этапа были сформированы главным образом за счет привноса вещества из рапакивигранитного источника. В отличие от скарнов они образуют компактные тела, четко приуроченные к конкретным рудоуправляющим структурам.

Исследования Re-Os изотопной систематики молибденитов из скарновых месторождений района продемонстрировали еще более сложную историю формирования этих месторождений [Stein et al., 1996]. Re-Os возраст молибденита из Li-F гранитов ~1575 млн лет достаточно близок к возрасту гранитов Салминского плутона, определенному U-Pb методом по циркону. В то же время Re-Os возраст молибденитов из скарнов Старого Рудного Поля и месторождения Кители (12 образцов) оказался существенно древнее – 1827–1763 млн лет. Близкий

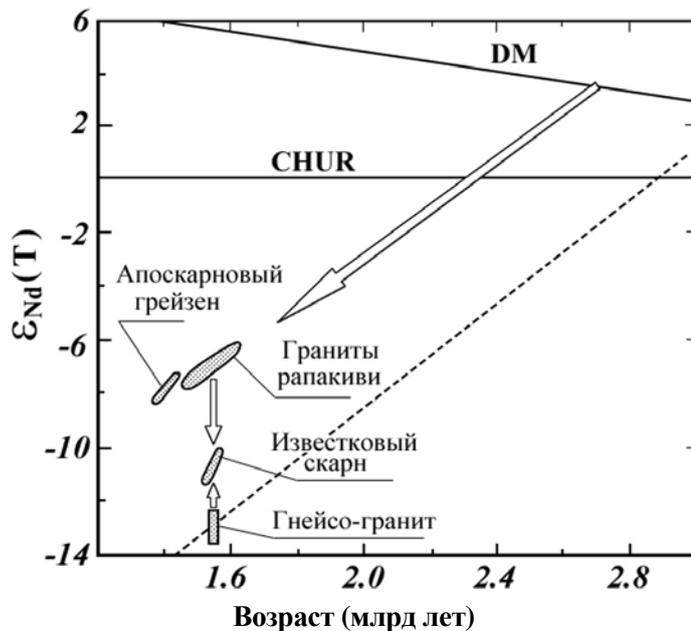


Рис. 3.38. Эволюционная диаграмма « ϵ_{Nd} – возраст» для магматических и рудоносных метасоматических пород скарновых месторождений Питкярантского рудного района

возраст, 1814 ± 8 млн лет, был получен для молибденита из рудопроявления Куйваниеми, расположенного примерно в 8 км к западу от рудников Старого Рудного Поля, вне зоны контактового воздействия Салминского батолита (рис. 3.31). Рудопроявление представляет собой серию субогласных жильных тел пегматоидных кварц-полевошпатовых метасоматитов с молибденитовой вкрапленностью, локализованных на контакте гнейсогранитов куполов и сланцев питкьярантской свиты. В западной части Северного Приладожья в ассоциации с позднеорогенными гранитами также известны скарновые W-Мо и W рудопроявления. Возраст этих гранитов – 1815–1770 млн лет [Eklund et al., 1998; Väisänen et al., 2000]. Аналогичный Re-Os возраст молибденитов (1807–1763 млн лет) был получен для W-Мо скарновых месторождений Биспберг и Вингструм (рудный район Бергслеген, Швеция), также ассоциирующихся с поздневекофеннскими гранитами [Sundblad et al., 1996]. Исходя из этих данных, можно полагать, что часть Мо-минерализации Питкьярантского рудного района, по крайней мере, та ее часть, которая ассоциирует со скарнами, была сформирована на 250–300 млн лет раньше (в поздневекофеннское время), чем основная масса комплексных руд этого района. В то же время Мо-минерализация в Li-F гранитах и в апоскарновых грейзенах связана с гранитами рапакиви Салминского плутона.

Жильные проявления полиметаллической минерализации в гранитах рапакиви

В линейных корках выветривания каолинит-гидрослюдистого типа по гранитам рапакиви выявлены мелкие жильные проявления галенит-пирит-сфалеритовой минерализации, не представляющие экономического интереса. Специфической особенностью галенита этих проявлений является сильно радиогенный изотопный состав Pb (свинец J-типа; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 21.030$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.620$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 40.600$), резко отличный от галенитов из скарновых месторождений района. Если в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 3.39) провести прямую, соединяющую точку, отвечающую изотопному составу Pb этого галенита, и точку, отвечающую усредненному изотопному составу Pb галенитов скарновых месторождений и наименее радиогенных полевых шпатов гранитов рапакиви Салминского плутона, и предположить, что источником вещества рассматриваемого галенита были вмещающие граниты рапакиви, то полученная линейная зависимость будет представлять собой так называемую двухточечную изохрону T_1-T_2 . По параметрам этой изохроны можно оценить возраст наложенного процесса (T_2), задавшись возрастом корового источника (T_1). Для $T_1 = 1540$ млн лет (U-Pb возраст вмещающих гранитов рапакиви) мы получим оценку T_2 около нуля. Таким образом, формирование данной сульфидной минерализации и, соответственно, вмещающей ее линейной коры выветривания могло происходить совсем недавно. Разрушение калишпата, главного носителя Pb гранитов, в ходе его каолинизации приводило к выносу большого количества этого элемента из зон выветривания и отложению метеорными растворами в сульфидных жилах. Высокая радиогенность рудного Pb обусловлена тем, что из полевых шпатов экстрагировался в первую очередь более подвижный радиогенный Pb, не связанный со структурой минерала. Кроме того, значительное количество радиогенного существенно ураногенного Pb могло выделиться из пленочной интергранулярной урановой минерализации, характерной для гранитов рапакиви.

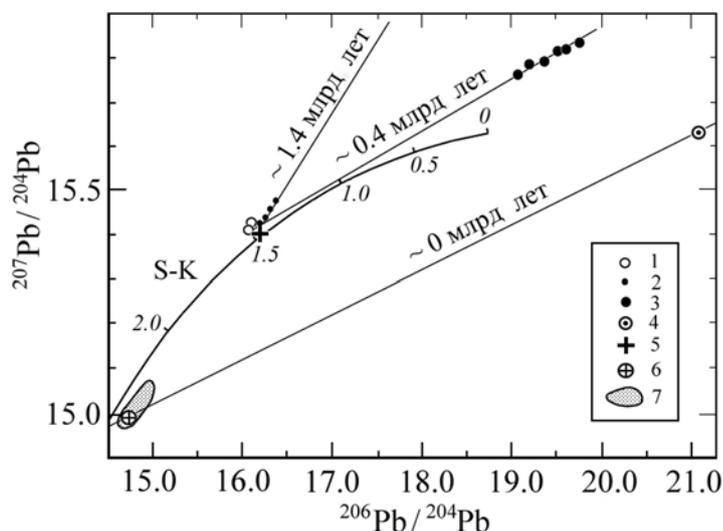


Рис. 3.39. Pb-Pb изохроны для различных типов руд, ассоциирующих с гранитами рапакиви Салминского и Выборгского батолитов:

1–4 – галениты: 1 – грейзены с Ве-минерализацией в Выборгском батолите; 2–3 – жильная сульфидная минерализация в Выборгском батолите (2 – кварц-эпидотовые жилы, I-тип; 3 – кварцевые жилы, II-тип); 4 – жилы и гнезда галенита в линейных корках выветривания Салминского батолита; 5–6 – наиболее примитивные изотопные составы свинца в полевых шпатах (остатки от выщелачивания) гранитов рапакиви: 5 – Салминский батолит, 6 – Выборгский батолит; 7 – поле галенитов скарновых месторождений Питкьярантского рудного района

Палеороссыпи касситерита

Палеороссыпи касситерита, расположенные в северо-восточной части Уксинского грабена (рис. 3.31), выполненного йотнийскими вулканогенно-осадочными породами, не представляют экономического интереса. Своим происхождением они обязаны выведением на эрозионную поверхность в йотнийское время (1.46 млрд лет назад) скарновых месторождений района и их частичным размывом [Хазов, 1973].

Уран-полиметаллическое месторождение Карку

Месторождение расположено также в северо-восточной части грабена (рис. 3.31). По запасам урана оно оценивается как среднее [Михайлов и др., 1999]. Основная часть руд приурочена к горизонтам аркозовых и полевошпат-кварцевых песчаников с прослоями конгломератов, залегающих в непосредственной близости от поверхности несогласия с дорифейским фундаментом (рис. 3.40). Реже минерализация развита в реголитах основания.

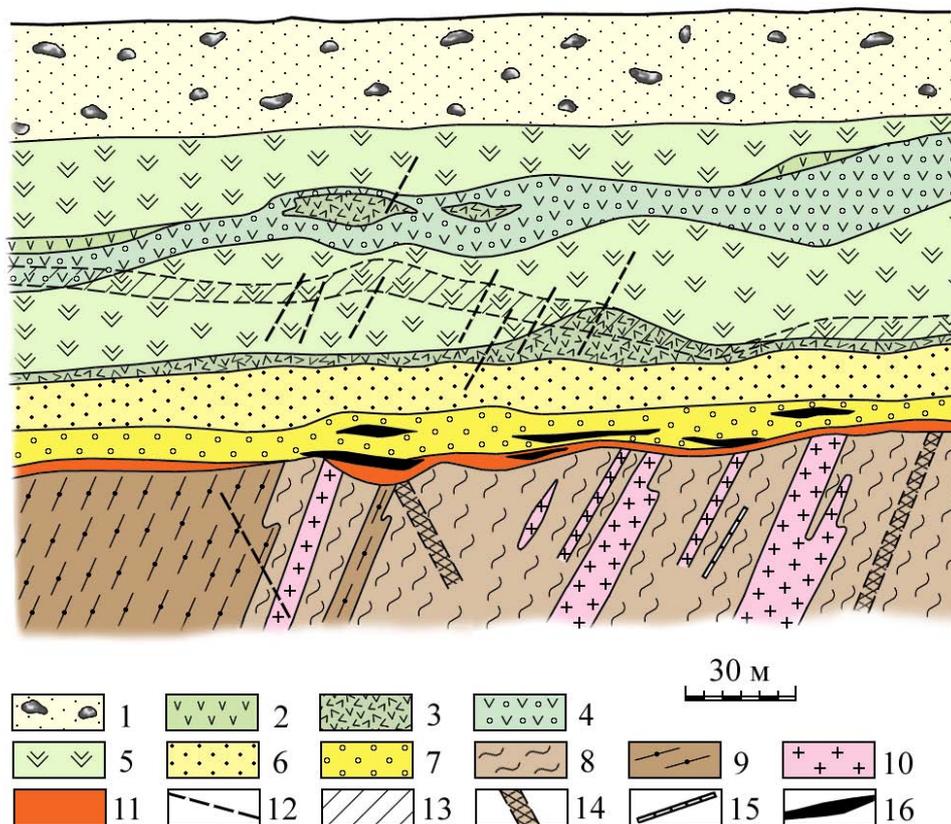


Рис. 3.40. Геологический разрез через III рудную залежь U-месторождения Карку (Северное Приладожье, Карелия (по [Величкин и др., 2005] с упрощениями и изменениями):

1 – четвертичные отложения; 2–7 – вулканогенно-осадочные породы салминской свиты (нижний рифей): 2 – базальты афировые, 3 – лавобрекчии, 4 – базальты миндалекаменные, 5 – порфиры базальтовые, 6 – песчаники, гравелито-песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов, 7 – гравелиты, гравелито-конгломераты с прослоями песчаников и конгломератов, подвергшихся процессам растворения и регенерации обломочного кварца; 8–10 – метаморфические и магматические породы фундамента (палеопротерозой): 8 – биотит-графитистые сланцы, 9 – биотит-амфиболовые сланцы с графитом, 10 – пегматоидные граниты; 11 – нижнерифейская кора выветривания; 12–14 – разрывные нарушения: 12 – милолитовые швы и зоны брекчирования, 13 – зоны трещиноватости, 14 – бластокатаклазиты; 15 – кварц-карбонатные и карбонатные прожилки; 16 – урановорудные тела

Породы фундамента у поверхности стратиграфического несогласия подверглись сильному физическому и химическому выветриванию. Кора выветривания распространяется на глубину до 30 м и более. Рудные тела имеют пласто- и линзовидную форму. Они кулисно расположены в пределах рудной зоны. Содержания U в богатых рудах достигают 3 % и более. Урановая минерализация представлена тонкой вкрапленностью настурана и коффинита в ассоциации с пиритом, марказитом,

пирротином, сфалеритом, молибденитом, халькопиритом, а также с сульфоарсенидами и арсенидами Ni и Co [Величкин и др., 2005]. Рудные тела сопровождаются ореолом гидротермальных изменений, главным образом карбонатизации и хлоритизации, а также частичным растворением и переотложением обломочного кварца. В то же время интервалы богатых руд контролируются также участками интенсивного развития трещиноватости.

Возраст наиболее раннего U-оруднения, определенный U-Pb методом (CREGU, Нанси), составляет 1405 ± 76 млн лет [Шурилов, 2005]. Это значение возраста свидетельствует о том, что процессы рудообразования начинаются практически сразу (или вскоре) после формирования вулканогенно-осадочной толщи. Кроме этого, фиксируется еще два эпизода образования (или преобразования) урановых руд: 1131 ± 32 и 412 ± 11 млн лет. Последний из них хорошо коррелируется со временем формирования урановой минерализации в вендских отложениях Южного Приладожья. Самый последний эпизод связан с воздыманием основания грабена в четвертичное время, в ходе которого происходил размыв рифейских толщ и проникновение поверхностных вод в рудоносную толщу [Шурилов, 2005].

По особенностям структурного положения руд, специфике их состава, физико-химическим условиям рудообразования и морфологии рудных тел это месторождение ближе всего к месторождениям типа «несогласий» бассейна Атабаска [Величкин и др., 2005].

Месторождение еще слабо изучено, и относительно его генезиса и особенно проблемы источников урана существуют самые разнообразные точки зрения. Однако нам представляется, что наиболее вероятным источником U в этих месторождениях являются граниты рапакиви Салминского батолита, а также терригенные породы салминской свиты, образованные главным образом за счет размыва этих гранитов [см. Горцевский, Поликарпов, 1994]. Геохимические исследования различных пород района показали, что высокие концентрации U характерны главным образом для гранитов рапакиви [Беляев, Львов, 1981]. Кроме того, крайне важной особенностью этих гранитов является то, что большая часть U в них находится в легко растворимой (подвижной) форме. Радиографические исследования Э. М. Пинского (ВСЕГЕИ), выполненные методом «осколковых радиографий», показали, что преобладающая часть U породы находится в межзерновом пространстве в «пленочной» форме. Данные по выщелачиванию содовыми растворами и дистиллированной водой также демонстрируют высокую растворимость урана в гранитах рапакиви. Кроме того, специфика структуры гранитов рапакиви, а именно крупнозернистость и наличие кристаллов идиоморфного дипирамидального кварца, предопределила его механическую неустойчивость и быструю разрушаемость в гипергенных условиях. Собственно говоря, на это указывает и само название этих пород «рапакиви», что в переводе с финского означает ‚гнилой камень‘. Это свойство гранитов рапакиви заметно облегчает фильтрацию флюидов по ним в приповерхностных условиях. Таким образом, не исключено, что интенсивные экзогенные процессы йотнийского времени, в ходе которых была сформирована химическая кора выветривания по гранитам рапакиви, могли приводить к выщелачиванию и мобилизации больших объемов U и сопутствующих ему Pb, Zn, Mo, Ag из гранитов рапакиви и отложению их на восстановительных барьерах в сероцветных песчаниках салминской свиты. Следует также отметить, что блок дорифейского основания, на границе которого с рифейской вулканогенно-осадочной толщей расположено урановое месторождение, представляет собой маломощную пластину, провес кровли Салминского батолита, ниже которой на глубины в несколько километров прослеживаются граниты рапакиви. Граниты рапакиви в районе месторождения представляют собой апикальную часть батолита, в которой достаточно широко проявились гидротермально-метасоматические процессы (фельдшпатизация, грейзенизация, окварцевание и др.). С зонами грейзенизации связано обогащение ураном (в среднем 9.7 ppm), причем большая его часть находится в легкоподвижной форме (персональное сообщение В. А. Михайлова, ВСЕГЕИ). Кроме того, не исключено, что часть рудных элементов могла выщелачиваться из первичных руд скарных месторождений. Бурением под вулканогенно-осадочными породами салминской свиты (в непосредственной близости от месторождения Карку) в породах фундамента были выявлены скарные Sn-полиметаллические и полиметаллические рудопроявления [Хазов, 1973].

Согласно представлениям В. И. Величкина и соавторов [2005], мобилизация легкоподвижного U из осадочных и кристаллических пород осуществлялась, вероятнее всего, подземными водами метеорного и/или диагенетического происхождения. Эти воды просачивались через проницаемую толщу осадочных пород, достигая поверхности фундамента, который являлся водупором, и циркулировали вдоль поверхности несогласия. Над зонами крутопадающих разломов фундамента эти воды смешивались с восходящими потоками растворов, содержащими газообразные и жидкие восстановители и некоторые металлы. В результате в песчано-гравелитовых породах, залегающих в основании

впадины, происходило восстановление U^{+6} до U^{+4} и выпадение в осадок диоксидов урана. Восходящие потоки растворов, вероятнее всего, были обусловлены повышенным термическим градиентом. Наличие последнего могло быть связано как с существованием остывающего глубинного магматического очага базальтовой магмы йотнийского этапа, так и с накопленным радиогенным теплом под экраном рифейских осадочных толщ. Термальное влияние этого магматического очага было столь велико, что привело к перестройке Rb-Sr изотопной системы в гранитах рапакиви Салминского массива [Neumark et al., 1994]. С учетом громадных объемов гранитов рапакиви, отличающихся высокими содержаниями U, Th, K и Rb, и эффекта термостатирования роль второго фактора могла оказаться существенной.

3.2.2.2. Новые виды минерально-сырьевых ресурсов (In, Bi, Au, Pt, Pd) Питкярантского рудного района*

Во второй половине XX в. геологоразведочными работами Карельской геологической экспедиции были оценены запасы и ресурсы олова, меди, цинка, бериллия, флюорита и графита скарновых месторождений Питкяранты (табл. 3.11), оказавшиеся незначительными – на уровне мелких месторождений с бедными рудами, за исключением цинка, суммарные ресурсы которого отвечают среднему месторождению. К наиболее крупным оловорудным объектам относятся месторождения Кителя, Уксинское, Хопунваара, цинковым – Хопунлампи [Минерально-сырьевая..., 2005].

Таблица 3.11

Запасы и ресурсы олова, цинка, меди, бериллия, флюорита, графита скарновых месторождений и проявлений Питкяранты, по данным [Минерально-сырьевая..., 2005], тыс. т

Месторождения, проявления	Олово	Цинк	Медь	Бериллий	Флюорит	Графит
Кителя	<u>10.708</u> 0.48	<u>83.10</u> 3.15	–	–	–	<u>218.4</u> 17.75
Старое Рудное Поле	<u>34.30</u> 0.20	<u>1832.40</u> 3.80	–	–	–	–
Новое Рудное Поле	<u>2.567</u> 0.84	<u>72.60</u> 3.14	–	–	–	–
Валкеалампи	<u>3.845</u> 0.42*	<u>36.70</u> 2.58	–	–	–	–
Винберг	<u>0.512</u> 0.33*	<u>5.75</u> 1.72	–	–	–	–
Кулисмайокское	<u>0.900</u> 0.67*	<u>25.00</u> 3.08	–	–	–	–
Ристиниеми	–	<u>106.70</u> 5.32*	–	–	–	–
Уксинское	<u>4.32</u> 0.30	<u>11.81</u> 0.31	–	<u>13.911</u> 0.08	<u>937.6</u> 9.23	<u>271.0</u> 10.79
Хопунваара	<u>13.80</u> 0.30	<u>48.20</u> 1.03	–	–	<u>615.8</u> 10.34	<u>63.1</u> 11.8
Хопунлампи	<u>5.64</u> 0.29	<u>345.90</u> 3.34	<u>1.9</u> 0.20	–	<u>1242.75</u> 12.0	–
ЮЗ Люпикко	<u>9.69</u> 0.27	<u>78.37</u> 2.27	–	<u>3.776</u> 0.11	<u>494.6</u> 14.14	–
Хепоселька	<u>0.588</u> 0.25	–	<u>3.33</u> 0.60	–	–	–
Всего	86.87	2646.53	5.23	17.687	3290.75	570.25

Примечание. В числителе – запасы и ресурсы в тыс. т; в знаменателе – содержание в мас. % (без звездочки – среднее, со звездочкой – максимальное); прочерк – для подсчета запасов и ресурсов нет данных.

В XXI в. проведенные на современном научном оборудовании (SEM VEGA II LSN с микроанализатором INCA Energy 350, ICP-MS, приставка лазерной абляции UP-266 Macro (New Wave Research), дополняющая квадрупольный масс-спектрометр (X-SERIES 2 Thermo Scientific) ИГ КаРНЦ РАН; SEM HITACHI S-3660N, университет г. Турку, Финляндия; Perkin Elmer-SCIEX ELAN 6000, ICP-MS, ALA Canada; ICP-MS, ИГЕМ РАН) минералого-геохимические исследования рудоносных скарнов Питкярантских

* Исследования выполнялись при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 48 «Месторождения стратегических и высокотехнологичных металлов Российской Федерации: закономерности размещения, условия формирования, инновационные технологии прогноза и освоения».

месторождений позволили установить наличие ряда неизвестных здесь ранее рудных минералов [Иващенко, 2016б] и высоких содержаний редких и благородных металлов (табл. 3.12) [Иващенко и др., 2011], в совокупности раскрывающих новые металлогенические перспективы всего скарноворудного района.

Таблица 3.12

**Средние содержания редких и благородных металлов
в рудах Питкярантских месторождений, г/т**

Месторождения	In	Cd	Bi	W	As	Ag	Au	Pt	Pd
Кителя (6)	9.9	86.3	9.4	24.8	65.3	16.4	0.05	0.05	0.17
As-Шахта (11)	249.3	780.0	478.4	692.2	2277	323.1	0.12	0.02	0.06
Хопунваара (10)	59.1	366.0	355.6	6029	4317	66.3	0.02	0.02	0.04
Люпикко (9)	42.0	403.0	105.0	125.8	159.8	42.7	0.06	0.02	0.02
Клее-5, 6 (72)	113.4	177.5	38.7	664.5	31.6	36.4	0.19	0.02	0.07
Герберц-1 (5)	43.7	514.8	41.5	19.0	638.5	2.2	<0.01	0.02	0.02
Герберц-2 (6)	44.4	267.2	20.4	5.2	63.0	51.8	0.15	<0.01	0.13
Тойво (4)	41.0	268.5	3.2	16.8	21.1	69.8	–	–	–
Бек (4)	15.8	220.1	6.2	184.3	62.9	7.3	0.09	<0.01	0.10
Омельянов (1)	0.1	11.3	0.6	8.5	5.6	11.5	–	–	–
Винберг (3)	1.9	44.8	0.6	118.3	4.5	0.9	0.12	<0.01	0.05–
Клара (3)	8.7	61.8	71.4	51.1	26.7	3.3	0.09	<0.01	0.02
Питкяранта (8)	131.2	1479	154.1	1195	27.6	9.8			
Среднее (156)	99.61	636.0	140.1	782.5	454.5	89.8	0.08	0.02	0.06

Примечание. В скобках – число анализов; прочерк – анализ не производился на данный элемент; таблица составлена с использованием данных [Erämetsä, 1939; Valkama, 2009]; число анализов на золото и платиноиды: Кителя – 3, As-Шахта – 7, Хопунваара – 3, Люпикко – 4, Клее-6 – 2, Герберц-1 – 2; по данным [Palmunen, 1939] содержания золота и серебра в питкярантских рудах, соответственно, равны (г/т): шахта Клее-5 (0.2, 20), Клее-6 (0.2, 36), Мария (0.4, 108). Максимальные содержания серебра и индия в рудах шахты Мышьяковой достигают, соответственно, 0.2 % и 0.3 %; по данным [Левицкий, 2005]: в гранитах рапакиви (22 ан.) Au – 0.29 г/т; в мусковит-биотитовом грейзене (3 ан.) Au – 0.14 г/т; грейзен с сульфидами (1 ан.) Au – 0.97 г/т; везувиан-флюоритовые скарны (2 ан.) Au – 0.175 г/т; магнезиальные скарны с магнетитом (5 ан.) Au – 0.107 г/т, Pd – 0.388 г/т; грейзены по магнетитовым скарнам (3 ан.) Au – 0.134 г/т, Ag – 22.12 г/т, Pd – 0.368 г/т; грейзены по магнетитовым с Cu скарнам (4 ан.) Au – 1.086 г/т, Ag – 11.08 г/т.

Широкое распространение в рудах Питкяранты благороднометалльных минеральных фаз (~20), минералов висмута и теллура (15), мышьяка (8), а также самородных золота, серебра, висмута, меди и свинца отвечает продуктивным минеральным ассоциациям многих промышленных золоторудных месторождений. Повсеместное проявление Au-Ag-Bi-Te-As минерального ансамбля в Питкярантских месторождениях свидетельствует об их металлогенической перспективности на золото. Прямыми признаками этого являются повышенные содержания благородных металлов и элементов-спутников золота в породах и рудах некоторых месторождений Питкярантского района (табл. 3.12), наличие в них золота самородного, электрума, разнообразных золотосодержащих минералов серебра (рис. 3.41), а также факт добычи 11 т серебра и 1 пуда золота [Trüstedt, 1907; Palmunen, 1939].

Кроме этого, в рудных объектах Питкяранты отмечаются аномальные концентрации (до 0.4 г/т) платиноидов (табл. 3.12), а в цементе песчаников базальных горизонтов приозерской свиты рифея, перекрывающих Салминский массив, установлены высокие содержания (г/т) Pd – до 9.5 и Pt – до 0.5 г/т [Альхов, Панова, 2010], что составляет в пересчете на породу 1–4 г/т. По результатам изотопного датирования 168 обломочных цирконов главным источником сноса (на 87 %) для этих песчаников являлся Салминский анортозит-рапакивигранитный комплекс [Купцова и др., 2011], что свидетельствует о высокой вероятности нахождения в данном рудном районе коренных рудных объектов с платиноидной минерализацией.

Особо важным в металлогении Питкярантских месторождений на современном этапе развития мировой цивилизации представляется высокая обогащенность их руд индием.

Индий используется, главным образом, для изготовления экранов жидкокристаллических мониторов и телевизоров (70 % от всего производства In), разнообразных гаджетов (телефоны, айфоны и др.), светодиодов (25 %), солнечных батарей и продуктов фотогальванических технологий. В настоящее время альтернативы индию нет.

Первая информация о присутствии индия в скарновых рудах Питкярантской группы месторождений относится к началу прошлого века [Вернадский, 1910]. Впоследствии [Erämetsä, 1939; Valkama, 2009; Sundblad et al., 2010; Иващенко и др., 2011; Valkama et al., 2016] в них были определены высокие содержания данного металла (до 0.33 %) и диагностирован собственный минерал индия – рокезит (CuInS₂).

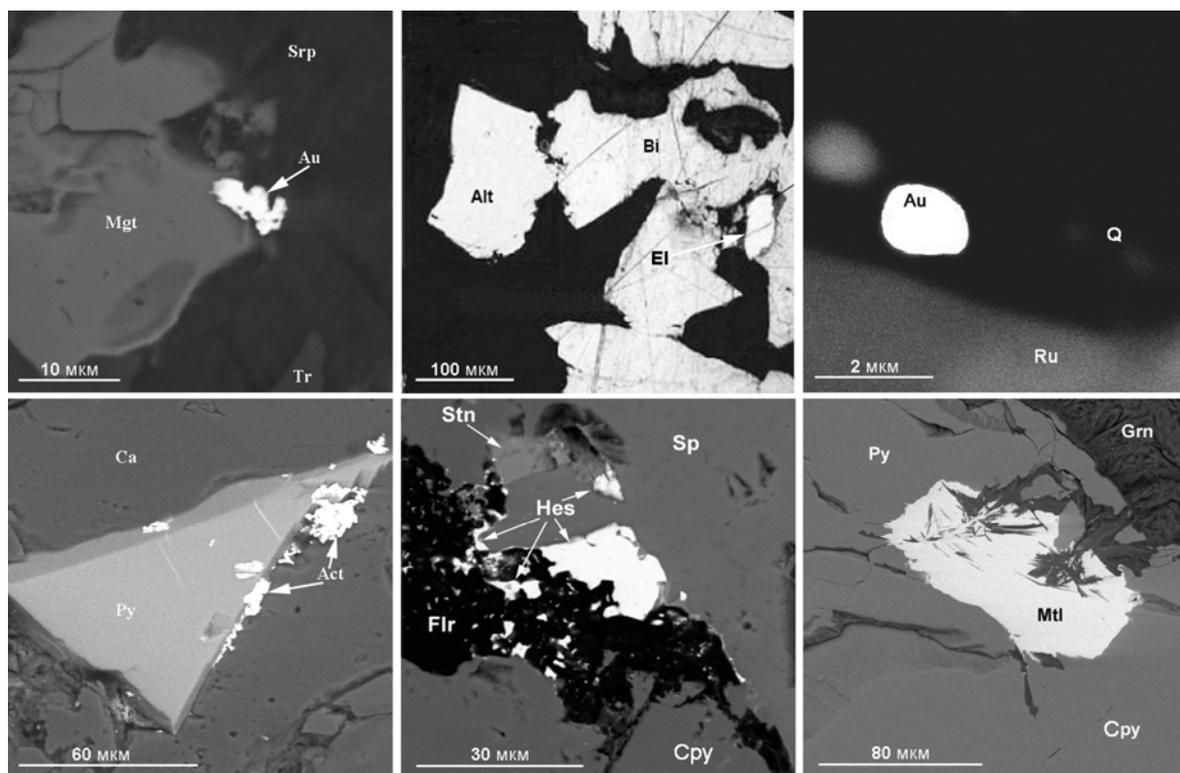


Рис. 3.41. Минерализация золота и серебра в рудах Питкьярантской группы месторождений (фото в отраженных электронах); второе фото сверху – по [Герасимова, 2009]:

Act – акантит, Au – золото самородное, Alt – алтаит, Bi – висмут самородный, Ca – кальцит, Cpy – халькопирит, El – электрум, Flr – флюорит, Grn – гарниерит, Hes – гессит, Hl – хлорит, Mgt – магнетит, Mtl – матильдит, Py – пирит, Q – кварц, Ru – рутил, Sp – сфалерит, Srp – серпентин, Stn – станнин, Tr – тремолит

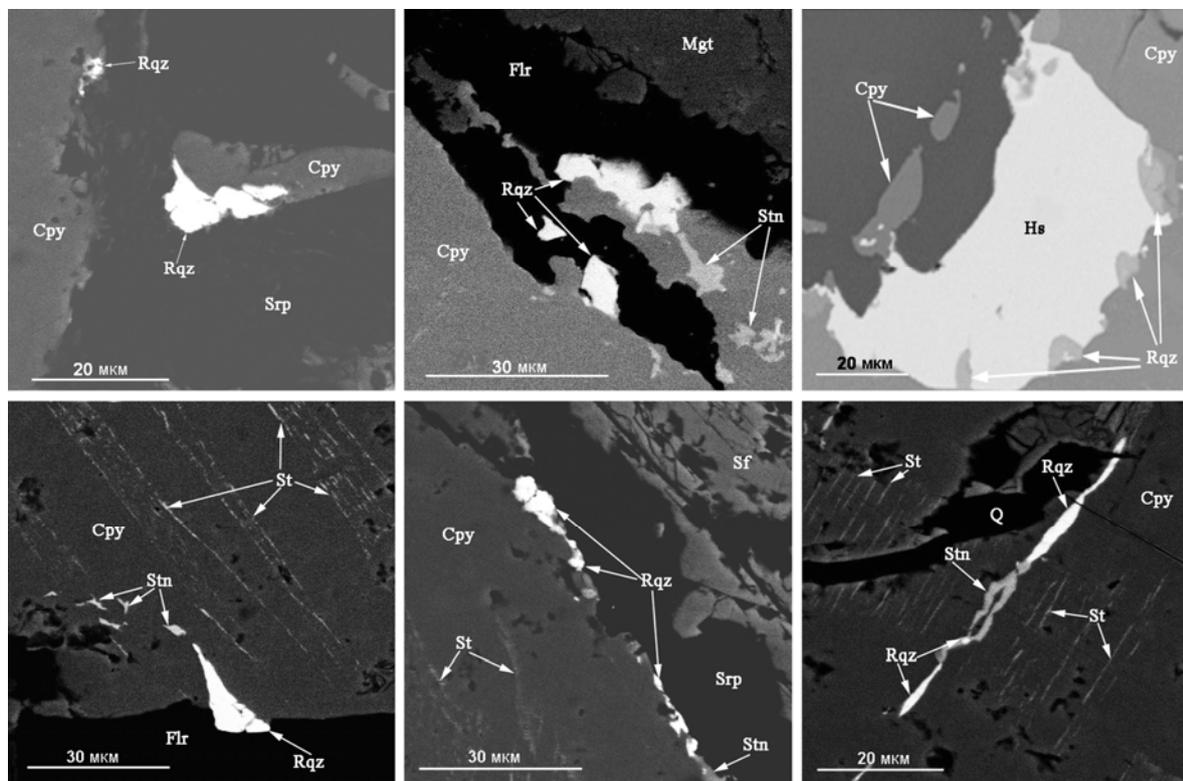


Рис. 3.42. Минеральные ассоциации рокезита в рудах Питкьярантских месторождений:

Cpy – халькопирит, Flr – флюорит, Hs – гессит, Q – кварц, Rqz – рокезит, Sf – сфалерит, Srp – серпентин, St – станнин, Stn – станноидит, Mgt – магнетит

Рокезит, так же как и наиболее высокие содержания индия, установлены в медно-полиметаллических рудах апоскарновых грейзенов (Хопунваара, As-Шахта) и пропилитизированных скарнов (м. Кителя) (табл. 3.13). Он встречается в трех минеральных ассоциациях: микроразмерные зерна по контакту гессита и халькопирита, заключенных в сфалерите (As-Шахта); прожилковидные выделения совместно со станноидитом и отдельные зерна в халькопирите с тонкопластинчатыми выделениями станнина (As-Шахта); микросрастания с галенитом в халькопирите (м. Кителя) (рис. 3.42).

Минеральный состав рокезитсодержащих апоскарновых грейзенов и пропилитизированных скарнов существенно отличается (табл. 3.13), но температурный интервал образования рокезита в них примерно одинаков – 270–320 °С (станнин-сфалеритовый геотермометр).

Таблица 3.13

Минеральный состав рокезитсодержащих рудных метасоматитов Питкярантских месторождений

Апоскарновые грейзены	Пропилитизированные скарны	Общие минералы грейзенов и пропилитизированных скарнов
Рудные минералы		
Кубанит, идаит, халькозин, ализонит, Ag-ковеллин, молибденит, эмплектит, цумоит, виттихинит, станноидит, моусонит, шеелит, викманит, шенфлессит, ангелаит, уранинит, науманнит, ялпаит, настуран, ченевихит, карибибит, шнейдерхонит	Арсенопирит, айкинит, монтезит, стокезит, электрум, аркубазит, матильдит, церуссит, англезит, генплесит	Сфалерит, леллингит, халькопирит, пирит, галенит, борнит, висмут самородный, хедлейит, касситерит, станнин, магнетит, гематит, гессит, акантит, серебро самородное
Нерудные минералы		
Флюорит, хондродит, везувиан	Диопсид, тремолит, андрадит, кварц	Кальцит, флогопит, серпентин, хлорит

Минеральные ассоциации рокезита и характер его обособлений свидетельствуют о более позднем образовании по отношению к главным рудным минералам – касситериту, сфалериту, магнетиту, халькопириту, леллингиту. Отмечается приуроченность выделений рокезита к структурам распада твердых растворов – халькопирит-сфалерит, халькопирит-станнин (рис. 3.42). Содержания индия в сфалерите и халькопирите в этих случаях значительно ниже, чем таковые в данных минералах, не ассоциирующих с рокезитом. Отмеченное, вероятно, указывает на образование рокезита за счет индия, содержащегося изначально в сфалерите и халькопирите и выносящегося из них при структурном упорядочивании и распаде твердых растворов.

В большинстве In-содержащих месторождений мира рокезит не играет существенной роли в балансе индия в рудах. Главным минералом-концентратором индия в месторождениях Питкяранты, как и в других регионах мира [Cook et al., 2011; Paradis, 2015; Liu, 2017], является сфалерит (табл. 3.14).

Таблица 3.14

Содержание индия в рудных минералах Питкярантских месторождений, г/т

	Кителя	As-Шахта	Хопунваара	Люпикко	Герберц-1	Герберц-2
Сфалерит	<u>504.2–7849</u> 2496 (12)	<u>148.9–1207</u> 498.2 (12)	<u>10.1–643.2</u> 199.8 (14)	<u>254.2–7643</u> 3948 (2)	<u>56.0–257.1</u> 148.5 (7)	<u>104.5–1029</u> 398.4 (3)
Халькопирит	<u>34.1–580.5</u> 184.5 (11)	<u>53.2–787.4</u> 188 (8)	<u>14.4–353.3</u> 77.0 (13)	<u>4.2–13.6</u> 6.7 (8)		
Пирит		<u>12.7–15.9</u> 14.3 (2)	<u>3.2–5.6</u> 4.4 (2)			<u>20.7–516.9</u> 182.4 (10)
Леллингит		<u>27.8–130.0</u> 60.1 (4)	<u>2.2–125.8</u> 24.9 (6)		<u>1.3–17.7</u> 9.5 (2)	
Станноидит		<u>2366–4185</u> 3275 (2)	<u>32.3–163.3</u> 97.8 (2)			
Моусонит			<u>160.7–305.2</u> 233.0 (2)			
Магнетит	<u>20.3–109.5</u> 58.4 (5)	<u>11.7–16.7</u> 14.2 (2)			<u>1.3–3.6</u> 2.3 (4)	<u>0.5–8.1</u> 6.4 (6)

Примечание. LA-ICP-MS анализ (ИГ КарНЦ РАН); в числителе – минимальное и максимальное содержание, в знаменателе – среднее содержание; в скобках – число анализов; по данным единичных анализов максимальные содержания индия (до 1.5 %) установлены в сфалеритах Кулисмайокского рудопроявления.

Наиболее высокие содержания индия (до 1.5 %) установлены в сфалеритах медно-полиметаллических рудных ассоциаций с признаками грейзеновых преобразований из месторождений Люпикко, Хопунваара, Ас-Шахта и пропилитизированных скарнов месторождения Кителя, рудопроявления Кулисмайокское (табл. 3.14). Среднее содержание индия в сфалерите этих месторождений составляет 977.3 г/т (50 ан.; LA-ICP-MS анализ, ИГ КарНЦ РАН). Данные месторождения локализованы в зоне пологого погружения кровли Салминского массива рапакиви, осложненной куполовидными выступами, сложенными литий-фтористыми гранитами. Сфалериты с содержанием In до 1 % отмечались ранее [Erämetsä, 1939; Saksela, 1951] на рудниках Клее-6 и Мария. Между содержаниями индия и меди в сфалеритах отмечается положительная корреляционная зависимость (особенно сильная для пропилитизированных скарнов), что, вероятно, отражает проявление гетеровалентного изоморфизма по схемам: $(\text{Cu}^{+1}, \text{In}^{+3}) \leftrightarrow (\text{Zn}^{+2}, \text{Fe}^{+2}), 2\text{Zn}^{+2} \leftrightarrow (\text{Cu}^{+1}, \text{In}^{+3})$.

Вторым по значимости минералом-концентратором индия в питкьярантских рудах является халькопирит (табл. 3.14). Станноидит и моусонит, несмотря на высокие содержания в них индия (табл. 3.14), ввиду крайне незначительной их распространенности существенного влияния на его баланс в рудах не оказывают.

В настоящее время в мире известно достаточно много рудных объектов с повышенными содержаниями и минерализацией индия, однако его добыча производится исключительно как побочного продукта из полиметаллических руд VMS- и SEDEX-типа с невысокими концентрациями индия [Schwarz-Schampera, 2014]. В России индий добывается из колчеданно-полиметаллических руд месторождений Урала (Гайское, Узельгинское и др.) с содержаниями In 10–24 г/т [Гасков и др., 2017].

Высокие средние содержания индия (~100 г/т) в рудах Питкьярантской группы месторождений, значительно превышающие таковые в месторождениях России, где добывается данный металл, могут представлять промышленный интерес. Учитывая прямую корреляционную зависимость между содержаниями индия и цинка в рассматриваемых месторождениях, можно отметить, что их металлогенический потенциал на индий при утвержденных запасах и ресурсах цинка в ~2500 тыс. т [Минерально-сырьевая..., 2005] составляет около 2400 т, что определяет Питкьярантскую группу месторождений как один из наиболее перспективных на индий рудных объектов России, превосходящий по многим параметрам комплексные индийсодержащие месторождения Дальнего Востока [Склярова, 2011].

Салминский массив, определяющий главные металлогенические черты Питкьярантского рудного района, по современным данным [Ларин, 2011] относится к анортозит-мангерит-чарнокит-рапакивигранитной ассоциации, в мировых масштабах продуктивной, кроме уже рассмотренных полезных ископаемых, также на Ti-P-Fe и Zr-REE. Ti-Fe-апатитовые и Zr-REE месторождения известны в анортозитах и габбро-сиенитах Коростеньского массива в Украине – Стремигородское, Новомиргородское и Балка Мазурова, Азовское [Гурский и др., 2000]. В Норвегии в анортозитовом плутоне Роголанд в рудных йотунитах разрабатывается одно из крупнейших Ti-Fe месторождений мира Телнес [Sandstad et al., 2012].

В Салминском массиве анортозиты, габбро-нориты и монцонитоиды слагают крайнюю юго-восточную его часть, где известно Вагозерское Ti-P проявление с содержанием TiO_2 – 4.71 % и прогнозными ресурсами руды кат. P_1+P_2 – 120.0 млн т [Минерально-сырьевая..., 2005]. Йотуниты в массиве также известны [Ларин, 2011], и они практически идентичны аналогичным породам комплекса Роголанд в Норвегии (табл. 3.15). Соответственно, имеющиеся данные по редкоземельному и Ti-P оруденению Салминского плутона в совокупности с некоторыми чертами его сходства с Коростеньским массивом и комплексом Роголанд по аналогии с последними предопределяют положительные металлогенические перспективы Питкьярантского рудного района на указанные типы оруденения.

Таблица 3.15

Средний химический состав анортозитов, габбро-норитов и йотунитов Салминского массива

Окислы	Анортозиты*	Габбро-нориты**	Йотуниты*	Йотуниты (Роголанд, Норвегия)***
SiO_2	52.55	48.47	46.43	49.12
TiO_2	1.30	3.96	4.51	3.75
Al_2O_3	23.78	15.62	13.94	15.07
Fe_2O_3	0.78	1.82	0.72	
FeO	5.44	11.19	14.43	13.94
MnO	0.08	0.21	0.22	0.18
MgO	0.67	4.83	3.84	4.27
CaO	9.31	9.01	8.90	6.99
Na_2O	3.90	2.72	2.73	3.43
K_2O	0.91	0.71	1.01	1.18
P_2O_5	0.62	0.80 (1 ан.)	2.36	1.11
H_2O	0.12		0.18	
ппп	0.88	1.50	1.78	
Mg#	0.10	0.40	0.31	0.33
Кол-во анализов	3	3	6	4

Примечание. * – по [Ларин, 2011]; ** – по [Шинкарев, Анищенкова, 1973; Бантова и др., 1975]; *** – по [Duchesne, Hertogen, 1988; Robins et al., 1997; Auwera et al., 1998].

3.2.2.3. Месторождения и рудопроявления в гранитах рапакиви Южной Финляндии

В пределах Выборгского плутона гранитов рапакиви, а также зон его ближайшего экзоконтакта известны редкометалльно-полиметаллические проявления [Naarala, 1974] и мелкие полиметаллические месторождения, часть из которых в XVI–XVIII вв. разрабатывалась на Pb и Ag (рис. 3.30).

Грейзены и кварцевые жилы с редкометалльно-полиметаллическим оруденением

Этот тип минерализации не имеет экономического значения и известен в целом ряде массивов Южной Финляндии, например, в массиве Ахвенисто и штоке Куми, сателлитах Выборгского батолита и в штоке Еурайоки, сателлите массива Лайтила. Грейзены всегда ассоциируют с небольшими телами Li-F гранитов.

Типичный пример – шток Куми, сложенный Li-F гранитами и имеющий зональное строение. В центральной его части развиты порфиридные граниты, в краевой – равномернозернистые, а по границе с вмещающими выборгитами прослеживается полоса штокшайдеров. Все граниты штока содержат топаз, а также молибденит, бастнезит, монацит, арсенопирит, турмалин, берилл и колумбит. Тела грейзенов и кварцевых жил секут граниты штока и вмещающие выборгиты. Рудные минералы в них представлены касситеритом, вольфрамитом, бериллом, гентгельвином, сфалеритом, халькопиритом, галенитом и арсенопиритом [Naarala, 1995].

Эпитермальная жильная полиметаллическая минерализация

Этот тип низкотемпературной сульфидной минерализации развит исключительно среди гранитов рапакиви. Выделяется два типа жил: (1) эпидотовые и кварц-эпидотовые жилы с галенитом и халькопиритом, иногда сфалеритсодержащие и (2) кварцевые жилы и рои жил с преимущественно галенитовой или галенит-сфалеритовой минерализацией.

Анализ Pb-изотопных данных по всем вышеперечисленным объектам (рис. 3.39), приведенных в работе [Vaasjoki, 1977], свидетельствует о существенных различиях в их возрасте и генезисе. Грейзеновые проявления были сформированы в пневматолитовую стадию за счет флюида, отделявшегося от кристаллизующихся гранитов рапакиви. Изотопный состав Pb галенитов грейзенов наиболее близок к изотопному составу обыкновенного Pb гранитов рапакиви. Полевые шпаты последних чаще обладают несколько более радиогенным изотопным составом Pb, что, по-видимому, обусловлено некоторой варьирующей добавкой радиогенного компонента за счет распада U «in situ». В отличие от грейзенов галениты полиметаллических месторождений явно обогащены радиогенным Pb, что может свидетельствовать о том, что формирование этих месторождений имело место спустя значительное время после становления плутонов гранитов рапакиви. Причем, если в месторождениях 1-го типа эта добавка сравнительно невелика ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.251\text{--}16.334$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.441\text{--}15.471$), то в месторождениях 2-го типа мы имеем дело уже с типичным аномальным свинцом J-типа ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19.052\text{--}19.686$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.766\text{--}15.835$). Pb-изотопные данные для полиметаллических месторождений 2-го типа в системе координат $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ образуют единую зависимость (СКВО = 0.12), проходящую через точки, отвечающие изотопным составам Pb галенитов грейзеновых проявлений и наименее радиогенным изотопным составам Pb полевых шпатов рапакиви, которую можно интерпретировать как изохрону $T_1\text{--}T_2$, по параметрам которой можно оценить возраст наложенного процесса (T_2), зная возраст источника (T_1). Для $T_1 = 1660$ млн лет (возраст вмещающих гранитов рапакиви) мы получаем оценку T_2 порядка 450 млн лет. Такого же типа изохрону можно построить и для месторождений 1-го типа. В последнем случае оценка T_2 будет составлять ~1400 млн лет. Полученные возрастные оценки полиметаллических месторождений очень близки к возрастам формирования и преобразования урановых руд месторождения Карку в Северном Приладжье.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что полиметаллические месторождения были сформированы в ходе двух тектонических событий – йотнийского и каледонского. Pb, а вместе с ним и другие рудные компоненты (Cu, Zn) были мобилизованы из рудовмещающих гранитов рапакиви. Более радиогенный изотопный состав Pb галенитов полиметаллических месторождений по сравнению с вмещающими гранитами [Rämö, 1991] свидетельствует, скорее всего, о том, что в ходе процессов мобилизации вещества из гранитов селективно извлекались радиогенные изотопы Pb. Сравнительно низкие значения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношения (35.74–35.84 и 38.78–39.07 для полиметаллических месторождений 1-го и 2-го типов, соответственно) по сравнению с $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношениями [Vaasjoki, 1977] свидетельствуют, по-видимому, о низкотемпературных условиях этого процесса,

когда происходило селективное извлечение ураногенных изотопов Pb. Маловероятно, что формирование жильных полиметаллических месторождений было связано с какими-либо эндогенными процессами, хотя йотнийское тектоническое событие (1.46 млрд лет) сопровождалось континентальным базитовым магматизмом в 200–350 км к востоку, в пределах Пашского грабена. Более вероятным представляется, что формирование этих месторождений было связано с гипергенными процессами. Отчетливо устанавливается, что мощная денудация и химическое выветривание гранитов рапакиви Балтийского щита имели место в йотнии и в раннем палеозое. Вулканогенно-осадочные и осадочные породы этого времени залегают на коре выветривания гранитов рапакиви целого ряда плутонов. Раннепалеозойская денудация отчетливо фиксируется по залеганию платформенных осадочных пород этого возраста на гранитах рапакиви Салминского и Выборгского плутонов.

3.2.2.4. Эволюция рудообразования в гранитах рапакиви Северного Приладожья

Анализ различных изотопных систем как рудоносных гранитов рапакиви Салминского и Выборгского батолитов, так и ассоциирующих с ними рудных месторождений различных типов свидетельствует о сложной длительной полигенной и полихронной истории рудообразования. Общий возрастной интервал формирования всей этой минерализации составляет около 1.8 млрд лет. Разумеется, рудообразование имело дискретный характер во времени, и сами импульсы рудообразования были весьма кратковременными (в масштабах геологического времени).

В целом формирование руд, ассоциирующих с этими гранитами, укладывается в три больших этапа (табл. 3.16) – добатолитовый, батолитовый и постбатолитовый. Оруденение первого этапа представлено более древней Mo-минерализацией поздне Svecofennianского возраста (1.83–1.76 млрд лет) в месторождениях Питкярантского рудного района. Эта минерализация, попав в зону действия флюидной системы, связанной с Салминским массивом, сохранилась в ней как реликт. Кристаллы этого древнего молибденита, по-видимому, даже не были перекристаллизованы, на это указывает то, что Re-Os изотопная систематика в них осталась практически не нарушенной.

Таблица 3.16

Длительность и дискретность формирования оруденения в месторождениях и рудопроявлениях, ассоциирующих с гранитами рапакиви Салминского и Выборгского батолитов, Северное Приладожье, Балтийский щит

Салминский батолит (1547–1530 млн лет)		Выборгский батолит (1665–1615 млн лет)	
Этапы	Типы руд и месторождения	Этапы	Типы руд и месторождения
Добатолитовый	Скарновые месторождения Питкярантского рудного района Молибденитовая минерализация в скарнах и кварц-полевошпатовых метасоматитах T (Re-Os) = 1827–1763 млн лет	Добатолитовый	
Батолитовый	Магматическая стадия Магнезиальные и известковые скарны с сопутствующим Fe, Zn и Sn оруденением T (U-Pb) = 1540 ± 9 и 1537 ± 2.5 млн лет Li-F граниты и штокшайдеры с Ta-Nb и Mo минерализацией T (U-Pb) = 1538 ± 0.8 млн лет Постмагматическая стадия Апоскарновые грейзены с Be, Sn, Li оруденением Апоскарновые пропилиты с Sn, Cu, Zn, Pb оруденением T (Sm-Nd) = 1492 ± 25 млн лет	Батолитовый	Шток Куми, грейзеновые проявления Магматическая стадия Li-F граниты и штокшайдеры с Ta-Nb, Be и Mo минерализацией T (U-Pb) = 1650–1625 млн лет Постмагматическая стадия Грейзены и кварцевые жилы с Sn, Be, W, Mo, Cu, Zn и Pb минерализацией
Постбатолитовый	Касситеритовые палеороссыпи T (U-Pb) = 1460 млн лет U-месторождение Карку типа «несогласий» 1-я стадия T (U-Pb) = 1405 ± 76 млн лет 2-я стадия T (U-Pb) = 412 ± 11 млн лет 3-я стадия T ~ 0 млн лет	Постбатолитовый	Эпитермальные жильные месторождения Саккиярви, Хопиала и др. Эпидотовые и кварц-эпидотовые жилы в гранитах рапакиви с Pb, Ag, Zn, Cu оруденением T (Pb-Pb) ~ 1400 млн лет Кварцевые жилы в гранитах рапакиви с Pb, Ag, Zn, Cu оруденением T (Pb-Pb) ~ 450 млн лет
			Линейные коры выветривания в гранитах рапакиви с Pb и Zn минерализацией T (Pb-Pb) ~ 0 млн лет

С периодом становления батолитов гранитов рапакиви связано формирование высоко- и средне-температурного редкометалльно-полиметаллического оруденения грейзенового и скарнового типов. Связь этого эндогенного оруденения с гранитами рапакиви в настоящее время почти ни у кого не вызывает сомнения [Никольская, Ларин, 1972; Хазов, 1973; Ларин, 1980; Ларин и др., 1990, 1991; Amelin et al., 1991; Naarala, 1995]. На это указывают следующие факты: (1) редкометалльная специализация гранитов рапакиви, усиливающаяся к поздним наиболее фракционированным Li-F гранитам, которые по своим геохимическим характеристикам принадлежат уже к типичным оловоносным гранитам [Хазов, 1973; Беляев, Львов, 1981; Ларин и др., 1991]; (2) пространственная и временная связь гранитов и руд [Шергина и др., 1982; Ларин и др., 1991; Amelin et al., 1991; Amelin, Larin, 1994]; (3) идентичность изотопных составов Pb руд и гранитов рапакиви [Vaasjoki, 1977; Ларин и др., 1990, 1991].

Чрезвычайно интересной представляется полихронность рудообразования, связанного с функционированием единой флюидно-магматической системы. Обычно принимаемая модель для гидротермального рудообразования, связанного с гранитами, предполагает, что внедрение плутона, гидротермальная циркуляция и отложение рудной минерализации происходят в течение весьма незначительного периода времени, менее 10^6 лет [Cathles, 1990; Nesbit, 1990]. Эта модель подтверждается вычислениями жизни активных геотермальных систем, а также геохронологическими данными по многим редкометалльным месторождениям [Чернышев и др., 1998; Коваленко и др., 1999; Костицин, 2002]. В то же время для целого ряда месторождений, таких как Sn-полиметаллические месторождения Корнуолла, Sn-W месторождение Панашкейра, W-Sn месторождения Сихоте-Алиня и др., было показано, что рудная минерализация может иметь более молодой возраст (на 5–40 млн лет), чем вмещающие гранитные плутоны [Snee et al., 1988; Chesley et al., 1993; Крымский, 1997; Лебедев и др., 1999]. К последней группе относятся и скарновые месторождения Питкярантского рудного района, в которых отчетливо устанавливается два этапа рудообразования (синмагматический и постмагматический), значимо различающихся по возрасту как минимум на 13 млн лет [Ларин и др., 1991].

Первый, скарновый этап с сопутствующим Fe-Zn и Sn оруденением осуществлялся практически синхронно с кристаллизацией гранитов рапакиви и был, вероятно, связан с отделением флюида на ранней стадии эволюции исходной магмы. Из этого следует важный вывод о возможности формирования известковых скарнов магнезиально-скарновой формации не только в ходе постмагматического этапа, как это устанавливается для большинства скарновых месторождений [Жариков, 1968], но и на магматическом этапе. Близкие по составу скарны с Sn, Cu, Fe оруденением известны на месторождениях Корнуолла, где они также формируются в наиболее раннюю (синмагматическую) стадию [Jackson et al., 1989; Chesley et al., 1993]. По-видимому, отделение летучих от расплава при формировании таких скарнов могло быть обусловлено явлениями субизотермической декомпрессии, за счет резкого падения давления при быстром подъеме магмы от уровня генерации до уровня становления [см. Шебанов, Эклунд, 1997]. «Промывка» кристаллизующейся гранитной магмы отделяющимся от нее флюидом могла приводить к обогащению последнего рядом рудных элементов, в том числе и оловом, промышленные концентрации которого фиксируются в рудоносных метасоматитах первого этапа. Своеобразным аналогом скарнов на месторождениях касситерит-силикатного типа, по-видимому, являются биотитовые метасоматиты. Эти породы, так же как и скарны, представляют собой наиболее ранний регионально развитый прерудный тип метасоматических пород, формирующийся в магматическую стадию по алюмосиликатным породам [Размахнин, Размахнина, 1966]. Они образуются в достаточно высокотемпературных условиях и обогащены K, Rb, Fe, Sn, W, F и др. [Финашин, 1986; Крымский, 1997]. Возраст этих метасоматитов соответствует возрасту рудоносных гранитов, тогда как промышленные руды моложе их примерно на 20 млн лет [Крымский, 1997]. Для метасоматизма магматического этапа характерно экстенсивное развитие процесса, захватывающего громадные объемы пород. При этом происходит преимущественное рассеяние рудного вещества, особенно если в качестве эдукта выступают алюмосиликатные породы. В том случае, когда процесс развивается по химически активным карбонатным породам, формируются более компактные тела скарнов, иногда рудоносных, однако и в них также преобладает рассеяние рудного вещества. Большая часть Sn и W в них находится в изоморфной форме в силикатных породообразующих минералах.

Что касается постмагматического этапа в целом, то здесь наблюдается весьма противоречивая картина. С одной стороны, формирование рудоносных метасоматитов второго (постмагматического) этапа скарновых месторождений Питкярантского рудного района значительно оторвано во времени (>13 млн лет) от завершения кристаллизации гранитов рапакиви Салминского батолита и формирования

рудоносных скарнов. Рудная зональность на этих месторождениях также не подтверждает прямой связи этого оруденения с Li-F-гранитами. С другой стороны, в аналогичных батолитах южной Финляндии рудоносные грейзены ассоциируют исключительно с телами Li-F-гранитов, располагаясь либо в них, либо в непосредственной близости от них [см. Naapala, 1995]. Кроме того, в экзоконтактных зонах тел этих гранитов иногда отмечаются зоны грейзенизации. Так что маловероятно, чтобы эти рудоносные грейзены отличались по возрасту от Li-F-гранитов.

Совершенно естественно, что для этих двух близких по рудоносности типов метасоматитов должны быть задействованы различные модели формирования. По-видимому, можно исходить из того, что образование грейзенов, ассоциирующих с Li-F-гранитами в южной Финляндии, связано с эволюционным отделением высокотемпературного флюида от этих гранитов в условиях закрытой системы [Naapala, 1985]. С учетом того, что батолиты гранитов рапакиви, как нами было установлено [Amelin et al., 1997; Ларин, 2011], имеют композитное строение, т.е. состоят из серии более мелких плутонов с конкретной индивидуальной эволюцией для каждого и завершают свое развитие дифференцированными гранитами, вплоть до Li-F-гранитов, мы вправе ожидать, что с каждой генерацией таких гранитов могут быть связаны подобные минерализованные грейзены. В таком случае в ассоциации с каждым батолитом возможно присутствие нескольких возрастных генераций высокотемпературных руд, время формирования которых ограничено общей длительностью магматического процесса. В отличие от этих проявлений, имеющих сугубо локальный характер, постмагматические апоскарновые рудоносные метасоматиты Питкярантского рудного района имеют региональный характер развития, и их связь с каким-то конкретным типом гранитов Салминского батолита является проблематичной.

В общем плане рассматриваемая ситуация близка к той, что выявлена на Sn-полиметаллических месторождениях Корнуолла, которые связаны с гранитами гигантского Корнубийского батолита. Последний также имеет композитное строение и состоит из нескольких индивидуальных плутонов, сформированных в возрастном интервале 300–275 млн лет [Jackson et al., 1989; Chesley et al., 1993]. История рудообразования в различных плутонах отличается друг от друга и варьирует от разновозрастной с вмещающим плутоном до существенно более молодой (на 25–40 млн лет). Послескарновая стадия рудообразования, с которой связано формирование грейзеновых и турмалиновых жил с Sn-W оруденением, в целом синхронна с внедрением гранитных магм, и руды формируются преимущественно за счет флюидов, отделявшихся в течение кристаллизации. Руды этого типа могут повторяться при внедрении последующих порций магм. Наиболее богатые Sn-полиметаллические руды в кварц-турмалин-хлорит-сульфидных жилах, относящиеся к следующей (главной) стадии минерализации, формируются позже, в интервале 259–266 млн лет. Разница в возрасте между этими двумя стадиями на одном месторождении может достигать 25 млн лет. Характерной особенностью оруденения главной (Sn-полиметаллической) стадии минерализации является практическая идентичность по возрасту для всего рудного района как в наиболее молодых, так и в древних плутонах. Это, а также более молодой возраст по отношению к гранитам свидетельствует о том, что данная стадия не могла быть связана с гидротермальной деятельностью, обусловленной внедрением и остыванием вмещающих гранитов. По мнению Дж. Чесли и соавторов [Chesley et al., 1993], минерализация главной стадии, вероятнее всего, является продуктом региональной гидротермальной циркуляции, обусловленной теплом от внедрения и кристаллизации неких гипотетических невоскрытых наиболее молодых (залегающих на глубине?) «пульсов» магмы.

Нам неизвестен механизм отделения рудоносных флюидов постмагматического этапа от магматической системы Салминского батолита. Маловероятно, чтобы это было связано с очередным (завершающим) пульсом гранитной магмы, как это предлагают Дж. Чесли с соавторами для Корнубийского батолита. Никаких достоверных данных для этого нет ни для Корнубийского, ни для Салминского батолита. Тем не менее постмагматические руды, имеющие региональное развитие в обоих рудных районах, формировались со значимым отрывом во времени от завершения магматического процесса. Возможно, что присутствие этих двух стадий постмагматического рудообразования, «разорванного» во времени, связано с тем, что мы имеем дело с двумя различными типами магматической дифференциации: (1) в магматической камере, в относительно малоглубинных условиях и (2) в глубинном (нижнекоровом) магматическом очаге. При этом если в первом случае длительность этого процесса не превышала 1 млн лет [Huppert, Sparks, 1988], то во втором эта величина могла быть значительно больше. Последнее могло быть связано с общей длительностью существования магматической системы, которая достигала в некоторых случаях 50 млн лет, за счет периодического поступления тепла из мантийного источника.

По-видимому, можно полагать, что постмагматические апоскарновые рудоносные метасоматиты Питкярантского рудного района, несущие основной объем Sn-редкометалльно-полиметаллических руд, формировались в условиях открытой системы гидростатического характера в тепловом поле Салминского батолита. Результатом деятельности этой системы было формирование рудных залежей с симметричной латеральной и вертикальной зональностью чехольного типа, центры которых локализованы в пределах единого для района гипсометрического уровня. Длительная и крупномасштабная циркуляция флюида в условиях долгоживущей геотермической аномалии обеспечивает повышение соотношения флюид/порода в зонах фильтрации за счет рециклинга [Зарайский, Балашов, 1987]. При этом происходит усвоение и переотложение рассеянных концентраций и руд раннего магматического этапа. Повышенный тепловой поток в надынтрузивной зоне батолита мог поддерживаться длительное время как за счет громадного объема медленно остывающего батолита, так и за счет радиогенного тепла высокорadioактивных гранитов рапакиви.

С постбатолитовым этапом связано формирование широкого круга (в том числе и неэндогенных) месторождений различных типов. Этот этап начался с йотния (1.46 млрд лет назад) и продолжается до настоящего времени (табл. 3.16). В нем отчетливо выделяется три стадии рудообразования: йотнийская, раннепалеозойская и современная. Обоснованность выделения этих стадий подтверждается тем, что они фиксируются независимыми изотопными методами (U-Pb и Pb-Pb) датирования. Все эти три стадии были сопряжены с эпохами вывода батолитов гранитов рапакиви на эрозионную поверхность. По-видимому, наиболее интенсивно процессы денудации проявились в наиболее раннюю, йотнийскую, эпоху, всего через 40 млн лет после становления последних массивов гранитов рапакиви Балтийского щита. Йотнийская денудация достигала примерно современного уровня эрозии. Уровень эрозии был таков, что практически полному размыву подверглись комагматичные рапакиви бимодальные вулканиты хогландия. В Выборгском массиве их реликты кое-где сохранились в провесах кровли и на острове Хогланд, в Салминском массиве они были эродированы полностью. Размыву подверглись также и скарновые месторождения Питкярантского рудного района. В это время по гранитам рапакиви была сформирована мощная кора химического выветривания, на которой залегают песчаники салминской свиты. В последующие эпохи фиксируется образование преимущественно линейных кор выветривания вдоль тектонически ослабленных зон. Именно с этой (йотнийской) эпохой связано формирование наиболее крупных и разнообразных по типам экзогенных месторождений, источниками для которых послужили граниты рапакиви и первичные эндогенные руды, генетически с ними связанные. Это касситеритовые палероссыпи и уран-полиметаллические месторождения «типа несогласий» в песчаниках йотния, а также жильные полиметаллические месторождения в гранитах рапакиви. В последующие эпохи денудации, каледонскую и современную, формировались только жильные полиметаллические месторождения и рудопроявления, связанные главным образом с линейными корами выветривания. С этими же эпохами было связано переотложение урановых руд месторождения Карку.

Таким образом, история формирования месторождений и рудных полей зачастую определяется не только основной, определяющей, фазой рудогенеза, но и длительной предысторией и не менее длительной «постисторией» преобразования и новообразования руд. Анализ этой истории может позволить раскрыть действительные факторы, контролирующие оруденение, его масштабы и, «разложив» геологические процессы по шкале времени, понять, какое сочетание факторов предопределяет создание крупных и уникальных месторождений. Проведя такой анализ, можно убедиться, что месторождения, рудные зоны или рудные районы запечатлели в своем развитии всю длительную историю формирования рудоносных структур и смены геодинамических режимов во времени.

3.2.2.5. Приразломные метасоматиты

Проявления приразломных метасоматитов с гидротермально-метасоматическим урановым оруденением контролируются Рускеальским глубинным разломом северо-западного простирания, где известны месторождение Мраморная Гора и ряд мелких проявлений в северо-восточном крыле Кирьяволахтинского купола (Рускеала, Поткулампи, Харлу и др.). С зоной влияния этого разлома, вероятно, связаны повышенные содержания урана в скарновых рудах Питкярантской группы месторождений и гидротермально-метасоматические процессы на месторождении Карку. К этому же типу уранового оруденения относится, по-видимому, и уран-благороднометалльная минерализация в северном обрамлении Латвасюрского гнейсогранитного купола – проявление С. Латвасюрья (рис. 3.2).

Месторождение *Мраморная Гора* приурочено к толще переслаивания карбонатных пород (мраморов с амфиболовыми и графит-амфиболовыми сланцами) в северной оконечности Кирьяволахтинского купола (рис. 3.2). Бурением и горными выработками здесь выявлено семь рудных зон, включающих 40 рудных тел, характеризующихся по борту 0.05 % U мощностью от 1.25 до 7.8 м и протяженностью от 40 до 167 м [Кушнеренко и др., 2005]. Развитие продуктивной рудной минерализации, представленной уранинитом в ассоциации с урансодержащим апатитом, прослежено до глубины 300 м. Морфология и размеры рудных зон, так же как и среднее содержание урана (0.065 %) в рудах, с глубиной существенно не меняются, чем и объясняются крайне незначительные ресурсы (650 т U) данного месторождения [Минерально-сырьевая..., 2005].

В скарновых месторождениях *Питкяранты* урановое оруденение приурочено к зонам тектонической проработки в кальцифирах и скарнах по карбонатным породам сортавальской серии. Размеры рудных тел от 0.45×0.5 до 6×10 м, содержание урана варьирует от 0.023 до 2.5 %. Радиоактивная минерализация представлена настураном, уранинитом, гуммитом, пространственно ассоциируя с магнетитом, сульфидами, касситеритом, шеелитом, минералами висмута и мышьяка, обуславливающими высокие содержания (в %): железа (до 30), меди (до 3.4), цинка (до 10), олова (до 0.7), серебра (до 0.4), вольфрама (до 0.02), молибдена (до 0.19) и висмута (до 10) [Кушнеренко и др., 2005].

Золото-урановое проявление *С. Латвасюрья* контролируется зоной (мощность 5–8 м) северо-западного простирания тектоно-метасоматической проработки скарноидов сортавальской серии. В эпискарновых метасоматитах (хлорит, амфибол, кварц, цоизит, пренит, альбит, реликты скарновых минералов) установлена висмут-уран-благороднометалльная минерализация (рис. 3.43), представленная рассеянной вкрапленностью пирротина, пирита, сфалерита, галенита, шеелита, молибденита, арсенопирита (Ni – 1.4 %, Co – 5 %), висмута (Ag – до 15 %), серебра и золота самородных, электрума, урванцевита, гессита, акантита, резерфордина, коффинита, уранинита, торита, висмутина (Ag – до 5 %), бисмутита, чилуита, икунолита, теллуруневскита. Золото мелкодисперсное (2–50 мкм), минералы урана более крупные (10–100 мкм).

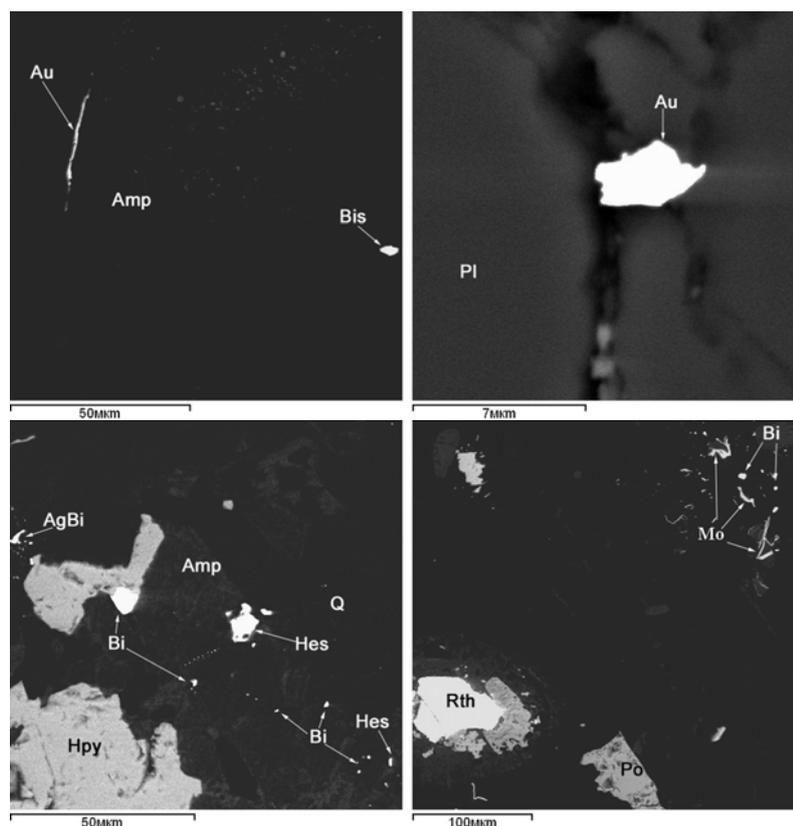


Рис. 3.43. Уран-благороднометалльная минерализация в эпискарновых метасоматитах Латвасюрья:

Au – золото самородное, AgBi – серебросодержащий висмут самородный, Hes – гессит (Ag_2Te), Rth – резерфордин ($\text{UO}_2(\text{CO}_3)$), Bi – висмут самородный, Bis – висмутин, Mo – молибденит, Hpy – халькопирит, Po – пирротин, Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Amp – амфибол

3.3. НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ – ПРОМЫШЛЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

«Промышленные минералы» – это минералы и горные породы, химические и физические свойства которых определяют возможность их использования во многих отраслях промышленности без процессов металлургического передела [Industrial Minerals..., 1993; Harben, 1995]. Этот термин нагляднее и точнее передает широту использования и двойственную природу данного минерального сырья, подчеркивая области его применения в промышленности.

3.3.1. Генетические типы и закономерности размещения месторождений и проявлений промышленных минералов

В пределах верхней оболочки земной коры Приладожья на различных палеоглубинных уровнях и в разные периоды времени сформировались разнообразные промышленные минералы, составляющие значительную часть минерально-сырьевого потенциала ладожской минерагенической субпровинции. Представленные здесь месторождения промышленных минералов отличаются исключительно многообразием минеральных типов (рис. 3.44). Они относятся к трем генетическим сериям месторождений – метаморфогенной, эндогенной и экзогенной.

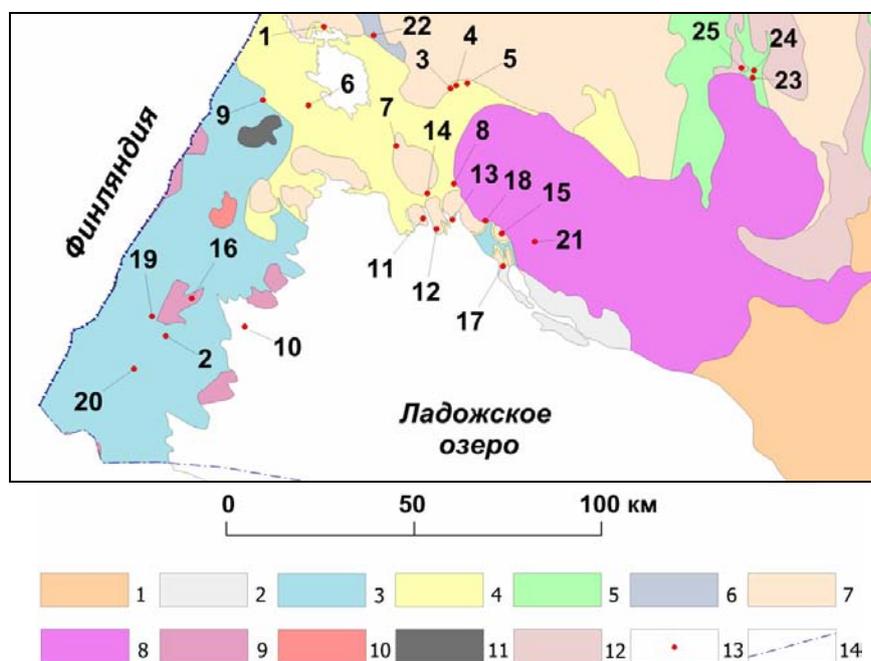


Рис. 3.44. Схема размещения основных месторождений и крупных проявлений промышленных минералов Свекофеннской минерагенической провинции (Приладожье). Составил В. В. Щипцов на адаптированной геологической основе с использованием материалов Geogeological Map of the Fennoscandian Shield. Scale 1 : 2 000 000. GSF, GSN, GSS и ГУП «Минерал»:

1 – объединенный венд и палеозой; 2 – рифей (приозерская и салминская свиты); 3 – калевий (ладожская серия, гнейсы); 4 – ятулий-людиковый-калевий нерасчлененные (соанлахтинская, питкяррантская, янгозерская и туломозерская свиты, ладожская серия – метатурбидиты, сланцы); 5, 6 – архейские зеленокаменные пояса: 5 – с возрастом >3.0–2.9 млрд лет, 6 – с возрастом 2.8 ± 0.5 млрд лет; 7 – нерасчлененный архейский комплекс ТТГ; 8 – анортозит-рапакивигранитный комплекс (1.547–1.530 млрд лет); 9 – посторогенные калиевые ультрамафиты до субщелочных габброидов, кварцевых монзонитов, гранодиоритов, лейкосиенитов (1.8 млрд лет); 10 – граниты, гранодиориты, кварцевые мондиориты и др. (1.86–1.84 млрд лет); 11 – диориты, габбро, пироксениты (1.89 млрд лет); 12 – архейские граниты (2.7–2.65 млрд лет); 13 – месторождения, проявления; 14 – граница Республики Карелия с Ленинградской областью
 Кварцит: 1 – Питкяниеми. Графит: 2 – Ихальское рудное поле; 3 – Романовская аномалия; 4 – Повилампи; 5 – Майсульское. Андалузит и ставролит: 6 – Вахварви; 7 – Ставролитовый участок. Гранат: 8 – Кительское. Мрамор: 9 – Рускеала. Кварц: 10 – Соролонсаари. Полевой шпат: 11 – Мурсунлахти; 12 – Серое; 13 – Булка (Нуолайниеми); 14 – Линнаваара; 15 – Люпикко; 16 – Яккимское. Флюорит: 17 – Уксинское; 18 – Хопунваара. Комплекс промышленных минералов Элисенваарско-Вуоксинского комплекса: 19 – Райвимяки; 20 – Кайвояки. Полевой шпат (нетрадиционный): 21 – Юка-Коски. Каолин: 22 – Пролонвара. Пегматиты керамические: 23 – Кюръяла; 24 – Брусничное; 25 – Большой массив

Метаморфогенные месторождения (графит, андалузит, ставролит, гранат, промышленные породы – мраморы и кварциты) образованы в условиях абиссальной и гипабиссальной фаций глубинности. Месторождения эндогенной серии сформированы на приповерхностном и гипабиссальном уровнях в областях преимущественного развития гидротермальных, скарновых, грейзеновых и магматогенных промышленных месторождений или проявлений (апатит, полевой шпат, Ва-Sr полевой шпат, титанит, алмаз, аморфный графит, флюорит, пегматитовый кварц и полевой шпат) [Щипцов, 2017]. Образование экзогенных месторождений (пески, гравий, глины, каолин) происходило на дневной поверхности при денудационном разрушении пород и в приповерхностных тектонических зонах, контролировавших образование линейных кор выветривания.

В Приладожье важное значение в формировании и размещении метаморфогенных месторождений промышленных минералов имеют отличительные геологические особенности двух доменов – Северного и Южного (рис. 3.45) [Балтыбаев и др., 2003, 2009], детально охарактеризованные в первой главе (раздел 1.4).

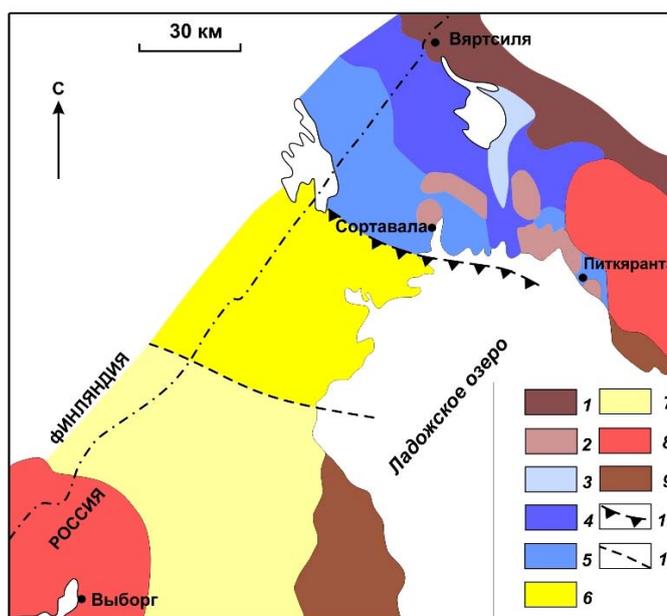


Рис. 3.45. Схема тектоно-метаморфического районирования Приладожья (по [Балтыбаев и др., 2003]):

1 – выступ архейского фундамента; 2 – архейский фундамент в ядрах окаймленных гнейсовых куполов; 3–5 – палеопротерозойский вулканогенно-осадочный покров, метаморфизованный в фациях биотит-хлоритовых сланцев (3), ставролитовых и андалузитовых сланцев (4), силлиманит-мусковитовых и силлиманит-ортоклазовых гнейсов (5); 6, 7 – палеопротерозойские породы гранулитогнейсовой области: плагиогнейсы и плагиомигматиты Na-зоны (6), преимущественно гранат-кордиеритовые гнейсы и K-мigmatиты K-зоны (7); 8 – массивы рапакиви; 9 – рифейский платформенный чехол; 10 – надвиг, разделяющий породы гранулитогнейсовой области и более низкотемпературные породы; 11 – Na- и K-зон

3.3.2. Месторождения и проявления промышленных минералов

3.3.2.1. Графит

В 1787 г. Самуил Алопеус на берегах Ладожского озера встретил обломки «карандаша» – минерала графита. Для истории горного промысла наибольший интерес представляет проявление графита Кимамяки, расположенное в 13 км от города Сортавалы. В отдельные годы в Кимамяки добывали до 20–30 т (всего 450 т) графитсодержащих сланцев, которые охотно покупали в Санкт-Петербурге золотых дел мастера для изготовления плавильных горшков, фабриканты для покрытия кровельного толя, а также финляндские заводчики для производства огнестойкого кирпича. Графитовые каменоломни были также сосредоточены в окрестностях городов Сортавалы и Питкяранты. В 1830-х гг. началась добыча графитсодержащих сланцев на острове Пусунсаари. 188 т графитовой породы пошло на изготовление огнестойких тиглей на Питкярантских металлургических заводах. Добыча графита велась в небольших масштабах попутно с разработкой месторождений железных, медных руд и жильного кварца. Наиболее крупным предприятием была шахта Шварц-1, где в 1890–1892 и 1914 гг., помимо железной и медной руды, было добыто 120 т графита [Борисов, 2009].

Основными генетическими типами месторождений графита являются собственно магматические, контактово-метасоматические, высокотемпературные гидротермальные и метаморфогенные. В мировом балансе графитового сырья метаморфогенные месторождения графита имеют наибольшее значение. Графит как промышленный минерал подразделяется на несколько типов – криптокристаллический, плотнокристаллический, мелкочешуйчатый и крупночешуйчатый.

На территории Приладожья обнаружено 26 проявлений различных типов графита [Леонтьев и др., 2006].

В Западном Приладожье открыты графитовые руды метаморфогенного типа (Ихальское рудное поле). Рудное поле состоит из собственно Ихальского месторождения и нескольких проявлений легкообогатимых руд с чешуйчатым графитом (Ихальское I, Ихальское II, Ихальское III, Ихальское IV, Ихальское V, Ихальское VI, Терварвинское, Ликолампинское и Кайвомякское), объединенных в стратиформную графитовую формацию в гнейсах [Леонтьев и др., 2006].

Крупные проявления скрытокристаллического (аморфного труднообогатимого) графита выявлены на участках Романовская аномалия, Полвилампи и Майсульском в углеродистых сланцах соанлахтинской свиты людиковия. Все эти проявления отнесены к стратиформной шунгит- и графитсодержащей формации в углеродистых сланцах [Леонтьев и др., 2006].

Второй геолого-промышленный тип графитового сырья приурочен к Sn-Cu-полиметаллическим рудным телам в мраморах, магнезиальных и известковых скарнах Кительско-Питкярантского рудного района (Кительское оловорудное месторождение, проявление Хопунваара и др.) [Минерально-сырьевая..., 2005; Леонтьев и др., 2006]. На Кительском месторождении графит скрытокристаллический и мелкочешуйчатый с примесью (до 20–25 %) плотнокристаллического. Содержание графитового углерода на месторождении по отдельным рудным телам составляет от 8.36 % до 20.26 %. Запасы графита до глубины 340 м оценены по категории C₂ в количестве 218.4 тыс. т. На проявлении Хопунваара продуктивные графитсодержащие сланцы питкярантской свиты образуют серию линзующихся крутопадающих тел. Параметры тел: длина от 160 м до 500 м, мощность 0.49–4.58 м, содержание графитового углерода в рудах варьирует от 2.13 до 26.87 % (среднее 11.7 %). Запасы графита оценены по категории C в количестве 52.4 тыс. т, прогнозные ресурсы категории P₁ – 10.7 тыс. т [Минерально-сырьевая..., 2006].

Ихальское месторождение

Месторождение расположено в 5 км южнее ст. Ихала железной дороги Петрозаводск – Сортавала – Санкт-Петербург, в 40 км юго-западнее г. Сортавалы. На месторождении Карельская геологическая экспедиция проводила поисковые и поисково-оценочные работы на графит в периоды 1983–1986 и 1989–1993 гг., включавшие комплекс геофизических работ, проходку горных выработок и бурение скважин [Мочалова, 1986; Степанов, 1995]. В настоящее время ООО «Промышленные инвестиции» проводит геологоразведочные работы с целью подготовки запасов месторождения к защите. Планируется добыча, обогащение графитовой руды, производство высокочистого графита, производство сферического графита для литий-ионных батарей, графитовых смазок.

Месторождение приурочено к образованиям углеродистой сланцево-карбонат-толеито-базальтовой геологической формации питкярантской свиты сортавальской серии. В составе верхней подсвиты питкярантской свиты существенную роль играют графитоносные породы, слагающие более трети ее разреза. Продуктивной является толща графитсодержащих кварц-биотитовых сланцев, в составе которой в пределах Ихальского рудного поля выявлены сравнительно выдержанные по простиранию рудные залежи. Основная рудная залежь Ихальского месторождения представляет собой крутопадающее пластообразное тело, сложенное, главным образом, графитсодержащими биотитовыми сланцами и мигматитами по ним, вытянутое в субмеридиональном направлении, выклинивающееся на севере и на юге. Длина залежи по простиранию составляет 1700 м, мощность достигает 450 м. По падению она прослежена до глубины около 100 м (рис. 3.46) и не имеет признаков разубоживания [Леонтьев и др., 2006].

Основным природным типом графитовых руд Ихальского месторождения являются мелко-, среднезернистые биотитовые гнейсы с содержанием чешуйчатого графита от 2 до 6 % и более. Другие минеральные разновидности графитоносных метаморфитов имеют подчиненное значение, обычно они образуют полосы и линзы среди графитсодержащих биотитовых гнейсов. Графитоносные мигматиты широко распространены в Ихальской структурно-фациальной подзоне, но графита в них, как правило, мало, а зоны с содержанием до 6 % графита обычно мелкомасштабны.

По внешнему облику графитсодержащие биотитовые гнейсы представляют собой мелко-, среднезернистые сланцеватые породы светло-серого или серого цвета. Главными породообразующими минералами руд являются полевые шпаты (25–35 %), кварц (20–35 %), биотит (14–20 %), пирротин (8–15 %) (характерно вообще высокое содержание сульфидов), графит (3–9 %). Графит образует чешуйки и параллельные их сростки, ориентированные преимущественно по сланцеватости. Форма чешуек обычно прямая, реже слабоволнистая или изогнутая. Их размеры колеблются в пределах от 0.01 до 3–4 мм. В отдельных случаях наблюдаются скопления графита

в виде гнезд или тонких прожилков. Распределение графита в рудах относительно равномерное. Содержание углерода в графитовой руде от 2.8 до 9.2 %, а в концентрате – от 84.1 до 95.3 % при его извлечении от 77.3 до 97.5 % [Precambrian Industrial..., 1993]. Среднее содержание серы в керне большинства скважин варьирует в диапазоне 3.5–4.0 %, железа растворимого – 6.0–8.0 %. Содержание двуокси углерода в пробах не превышает 0.1 % [Степанов, 1995; Леонтьев и др., 2006].

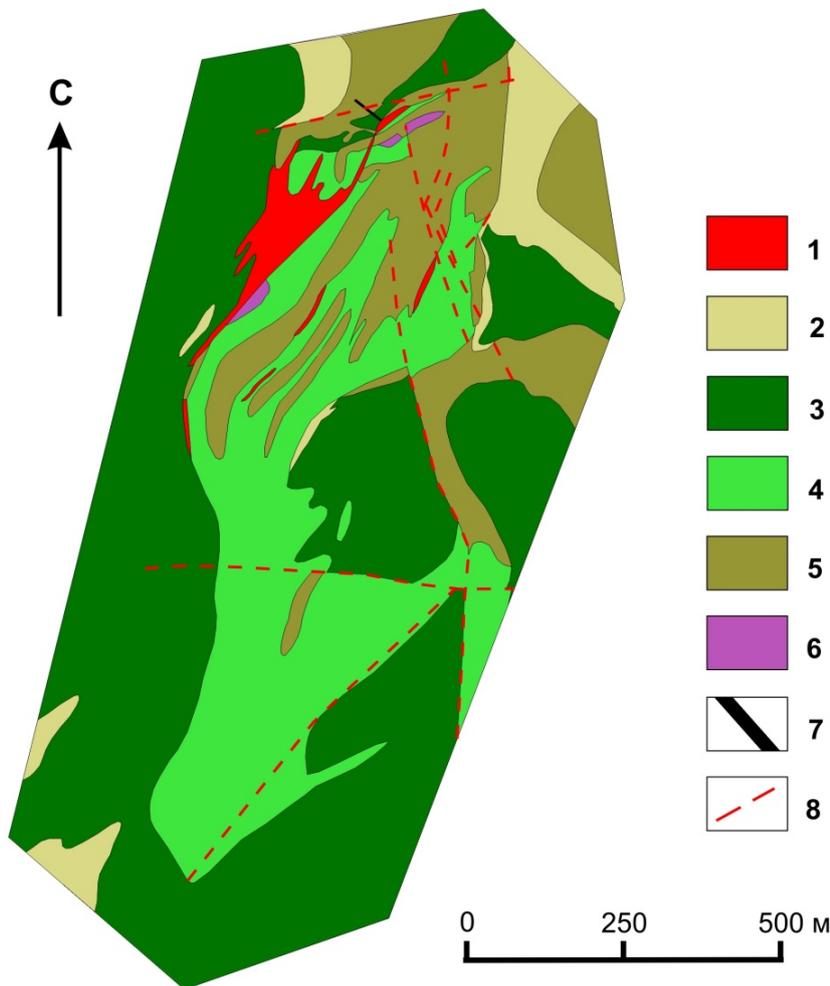


Рис. 3.46. Схематическая геологическая карта Ихальского месторождения графитов (участок III). Составитель В. В. Щипцов по материалам К. И. Степанова, Карельская геологическая экспедиция, 1995 г.:

1 – микроклиновые и плагиомикроклиновые граниты; 2 – гранат-биотитовые сланцы, биотитовые и пироксеновые гнейсы и мигматиты; 3 – амфиболиты; 4 – силифицированные графитсодержащие сланцы; 5 – графит-биотитовые сланцы; 6 – амфиболовые и амфибол-пироксеновые сланцы; 7 – графитовые тела с содержанием углерода более чем 4 %; 8 – предполагаемые тектонические нарушения

Другие разновидности графитоносных пород: амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы, кордиерит-биотитовые гнейсы, пироксен-плагиоклазовые, плагиоклаз-пироксеновые, пироксен-плагиоклаз-кварцевые и кальцит-пироксеновые скарноподобные породы, содержащие в переменных количествах биотит и амфибол, имеют подчиненное развитие. Обычно они образуют полосы и линзы среди графитсодержащих биотитовых гнейсов.

По структурно-текстурным особенностям среди графитсодержащих биотитовых гнейсов могут быть выделены две разновидности:

1 – однородные мелкозернистые графитсодержащие гнейсы с редкими тонкими, согласными (реже секущими) кварцевыми и кварц-полевошпатовыми прожилками и выделениями;

2 – полосчатые, линзовидно-полосчатые, пятнисто-полосчатые среднезернистые графитсодержащие гнейсы, с прожилками и линзами кварц-полевошпатового состава и порфиробластическими выделениями микроклина. Содержание жильного материала в объеме 15–20 %. Структурные разновидности графитоносных гнейсов связаны взаимными переходами и обычно перемежаются друг с другом [Бискэ, Скамницкая, 1981, 1990].

Графитовые руды подстилаются амфиболовыми, гранат-биотитовыми сланцами с линзами и прослоями скарнированных карбонатных пород и графитсодержащих биотитовых сланцев. В кровле рудного тела преобладают амфиболовые сланцы и тневые мигматиты по слюдыстым сланцам. В зоне верхнего контакта залежи имеется небольшая интрузия плаггиомикроклиновых гранитов, апофизы которой устанавливаются и внутри рудного тела. На месторождении широко проявлена разрывная тектоника [Бискэ, 1987; Недра Северо-Запада..., 2003; Леонтьев и др., 2006].

Региональный метаморфизм пород отвечает условиям высокотемпературной амфиболитовой фации силлиманит-альмандин-калиево-полевошпатовой субфации, местами гранулитовой фации, что впервые было отмечено Ю. В. Нагайцевым [1974]. На исчезновение в силлиманитовой зоне парагенезисов с андалузитом и ставролитом обратил внимание А. А. Предовский [Предовский и др., 1967].

Метаморфизм пород Ихальского рудного поля обусловлен особенностями геологического развития Южного домена, рассматривавшимися в серии работ сотрудников ИГД РАН [Великославинский, 1972; Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев, 2002]. Метаморфические комплексы данной территории относятся к зоне с преобладанием первичных метапелитов.

Углеродное вещество первично-осадочных и вулканогенно-осадочных пород претерпело длительную эволюцию, выражающуюся в потере летучих компонентов, повышении содержания углерода, графитизации, очищении от примесей, укрупнении частиц и изменении их морфологии. С регрессивной стадией метаморфизма и этапами тектономагматической активизации связано формирование эпигенетического графитового оруденения [Бискэ, Скамницкая, 1981; Бискэ, 1987].

В период проведения поисково-оценочных работ было выполнено изучение обогатимости руд основной площади Ихальского месторождения (Скамницкая и др., 1986 г.). Испытания графитовых руд выполнялись в различных организациях – Уралмеханобр, ВНИИнеруд в г. Тольятти (укрупненные лабораторные испытания) (Бискэ и др., 1981 г.) и Институте геологии (Петрозаводск) (Ароскинд, 1971 г., Бискэ, Скамницкая, 1981 г.).

В табл. 3.17 приводятся результаты технологических испытаний 1986 г., выполненных в Институте геологии (г. Петрозаводск).

Таблица 3.17

Технологические показатели обогащения ихальских графитовых руд [Скамницкая и др., 1986]

Тип руды	Содержание С, %	Сорт руды по обогатимости	Тонина измельчения перед основной флотацией	Количество перечистных операций	Количество операций доизмельчения	Характеристика концентрата			
						Степень раскрытия сростков графита	Выход	Содержание С	Извлечение С
Биотитовые гнейсы	2.97	Легкообогатимы	50–60 % кл –0.07 мм	3–5	1	75–80	2.94	92.43	91.57
Диафторированные гнейсы	4.01	Средне- и труднообогатимы	То же	5	2	65–70	4.67	90.51	87.58
Мигматиты	5.90	Легкообогатимы	– –	3–5	1	75–78	5.86	95.00	94.58
Щелочные метасоматиты	3.98	Среднеобогатимы	– –	3–5	1	70–75	4.10	86.65	94.23

Укрупненные испытания, проведенные во ВНИИнеруде, позволили рекомендовать для пород участка Ихала измельчение пород перед флотацией до 30–40 %, класса –0,07 мм основную флотацию и четыре перечистки с доизмельчением концентрата первой перечистки. Полученный концентрат содержал 10–12 % золы.

На участке Ихальского месторождения оценены запасы категории С₂ и прогнозные ресурсы Р₁. Запасы определены в трех подсчетных блоках в количестве 81.4 млн т руды до глубины 120 м при среднем содержании углерода 3.01 % (бортовое содержание графитного углерода 2 %). Прогнозные ресурсы категории Р₁ оценены в 124 млн т до глубины 170 м при среднем содержании углерода 3.07 % [Недра Северо-Запада..., 2003].

3.3.2.2. Высокоглиноземистое сырье

Андалузит, ставролит

С глиноземистой формацией Ладужской складчатой области связаны проявления андалузита и ставролита пялкъярвинской свиты ладожской серии (калевий). Зоны распространения высокоглиноземистых пород имеют протяженность от одного до нескольких километров. В ставролитовых и андалузитовых сланцах глиноземистые минералы распределены неравномерно, их содержание меняется от первых до 30 % и более. На рис. 3.47 и 3.48 приводятся два конкретных примера геологического строения участка оз. Вахваярви (андалузитовое проявление) и участка Саркайоки (ставролитовое проявление) [Бубнова и др., 2010; Кианитовые руды..., 2012].

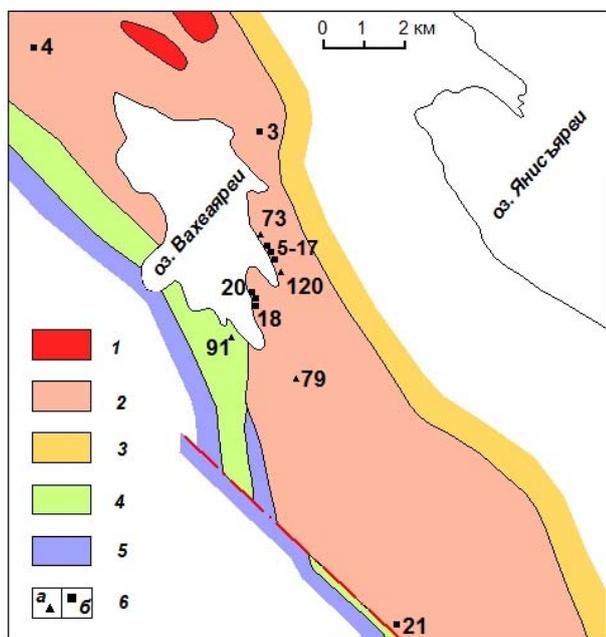


Рис. 3.47. Схематическая геологическая карта оз. Вахваярви. Составил Т. К. Кулмала с использованием материалов Н. Ф. Демидова, К. О. Кратца и др. [Кианитовые руды..., 2012]:

1 – плагиомикроклиновые и пегматитовые граниты (свекофенский этап); нижний протерозой: надгоризонты: ливийский: 2 – пялкъярвинская свита; 3 – наатсельская свита; 4 – контиосаарская свита; людиковий: 5 – питкяррантская свита; 6 – места отбора образцов и проб и их номера. Материалы: а – Н. Ф. Демидова (1959 г.), б – В. В. Щипцова (1986 г.)

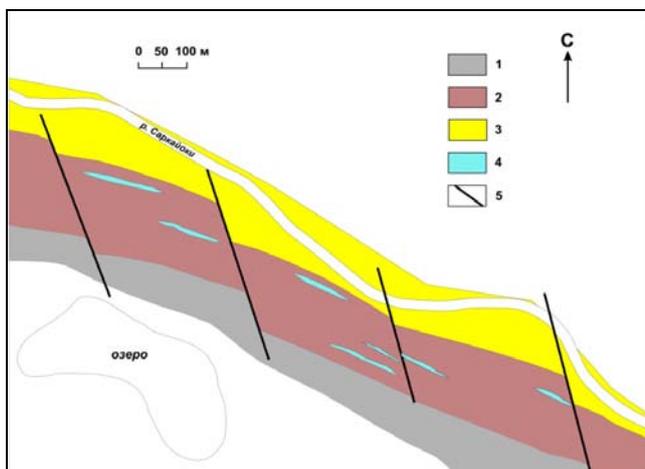


Рис. 3.48. Геологическая схема участка Саркайоки (составители А. В. Гаранжа, П. В. Фролов, 2010 г.):

1 – кварц-биотитовые сланцы; 2 – ставролит-сланцевые сланцы; 3 – кварцитопесчаники; 4 – прослои кварц-сланцевых, кварц-полевошпат-сланцевых сланцев; 5 – тектонические нарушения

Для глиноземистой формации Приладожья характерно отсутствие кианита и наличие андалузита, кордиерита и ставролита. Андалузитообразование происходит в слоистых и тонкоритмичнослоистых кварцево-биотитовых и филлитовидных сланцах со ставролитом и гранатом [Великославинский, 1972]. В северной части Приладожья андалузитовые и ставролитовые руды (рис. 3.49) формируются в условиях метаморфизма пониженных давлений, относимого к ладожскому, андалузит-силлиманитовому (фациальная серия A_3 - A_2) типу [Глебовицкий, 1973]. Они локализуются в верхних частях ритмов, изначально обогащенных глинистым материалом, в благоприятной зоне амфиболитового метаморфизма при последовательной смене фаций – биотитовой (зеленосланцевая), гранатовой (эпидот-амфиболитовая фация), ставролит-андалузитовой, силлиманит-мусковитовой, силлиманит-калиевошпатовой с подзонами биотит-силлиманитовой и кордиерит-гранатовой (амфиболитовая фация) и гиперстеновой (гранулитовая фация) зон [Нагайцев, 1974; Геология Карелии, 1987].

Андалузитовые проявления зафиксированы в отложениях пялкъярвинской свиты в районах озер Пялкъярви, Вахваярви, Янисъярви. В кварц-биотитовых сланцах участка Вахваярви (рис. 3.47) андалузит образует порфиробласты различной формы с размерами от 1 до 3–5 см в поперечнике (рис. 3.49, А). Количество их редко достигает 15 %. Порфиробласты андалузита раздроблены, трещиноваты

и представляют собой мелкозернистый агрегат в сростании с чешуйками серицита, полевого шпата, биотита, кварца. Здесь встречаются разновидности андалузита в форме хиастолитов, в которых ребра призматических граней окрашены графитовой пылью, заимствованной из глинистых сланцев. Эмульсионные включения графита в андалузите придают минералу черный цвет.

Андалузитсодержащая порода характеризуется технологической сложностью выделения андалузита и низким качеством концентрата, что, однако, не исключает ее использования в областях, не требующих высокой чистоты.



Рис. 3.49. А – гранат-ставролит-андалузитовые сланцы (участок Андалузитовый, Северное Приладожье); Б – ставролитовые сланцы (участок Саркайоки, Северное Приладожье)

К скоплениям серых по цвету андалузитовых руд относится проявление «Андалузитовый», расположенное в 4 км к западу от пос. Харлу. Андалузитовые руды (породы) в морфологическом отношении представляют собой гряду высокоглиноземистых сланцев, простирающуюся в С-З направлении. Выделены два участка – Саркайоки и Андалузитовый площадью 18 и 15 гектаров, соответственно. Ксеноморфные и с призматическим габитусом андалузита, ассоциирующие со ставролитом, не являются парагенетическими. Ставролит замещается андалузитом. Сохраняются ранние крестообразные ставролиты.

В пределах распространения пялкъярвинской свиты между поселками Суйстамо и Леппясюрья отмечены мощные толщи ставролитсодержащих сланцев на трех участках с повышенным содержанием ставролита – до 15 %. Ставролитсодержащие сланцы относятся к низкотемпературной части амфиболитовой фации, представленной областью устойчивости ставролитовых ассоциаций. Они приурочены к верхней части ритмов нижней толщи калевия. Ставролитовый участок Саркайоки находится к западу от пос. Леппясюрья. Ставролит в породе распределен неравномерно, максимальное содержание достигает 30 % (рис. 3.49, Б) [Бубнова и др., 2010].

Полоса глиноземистых сланцев, вытянутая в субширотном направлении и испытавшая метаморфизм андалузит-силлиманитового типа (фациальная серия A_3 - A_2 по В. А. Глебовицкому [Глебовицкий, 1973]), является потенциальной на выявление месторождений андалузита и ставролита.

3.3.2.3. Пегматиты

Питкярантское пегматитовое поле несколько десятилетий тому назад имело первостепенное промышленное значение. Всего здесь насчитывается более 400 пегматитовых тел (рис. 3.50), распределенных неравномерно, кустами [Пекки, Разоренова, 1977].

В 1960-е гг. возросло производство кварц-полевошпатового сырья на Кондопожском заводе, сырьевой базой которого было месторождение гранит-пегматитов Люпикко с ориентацией на стекольное производство.

Важнейшие черты состава и строения пегматитов определяются тектоническим режимом. На этом основании выделены три группы пегматитов: а) синорогенные, б) позднеорогенные и этапов тектонической активизации, в) субплатформенные.

Синорогенные пегматиты всегда совпадают с площадями развития мигматитовых комплексов, имеющих с ними парагенетическую связь.

В Приладожье в моноциклических поясах с метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа позднеорогенные пегматиты формируются в условиях различных фаций метаморфизма. Их геохимическая эволюция происходит в направлении от высокотемпературных зон к низкотемпературным (в зоне зеленосланцевой фации, как отмечал Л. Л. Гродницкий [1982], вообще пегматитов нет). Минеральные ассоциации в каждой зоне, по его мнению, связаны с регрессивными процессами. В условиях гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фаций формируются кварц-полевошпатовые пегматиты, которые в минерагеническом отношении могут иметь керамическую специализацию. Соответственно, в зоне амфиболитовой фации происходит становление мусковит-редкометалльных и редкоземельно-редкометалльных пегматитов в температурном интервале эпидот-амфиболитовой фации.

Наиболее крупное пегматитовое поле расположено на периферии Люпикковского гранито-гнейсового купола (рис. 3.51). Здесь разведано около 30 пегматитовых жил, а также два крупных штокообразных тела, сложенных недифференцированными пегматитами плагиомикроклинового и плагиоклазового состава. Наиболее крупным пегматитовым телом является «Южная Линза», где происходила добыча пегматита открытым способом. Мощность пегматита составляла в среднем 150 м, длина 1150 м. Минеральный состав: 38.4–45.4 % плагиоклаз, 1.5–7.8 % микроклин, 45.5–50.6 % кварц, 0.9–2.1 % биотит, 5.0–5.7 % мусковит, 0.4–1.0 % турмалин, акцессорные – берилл, сфен, циркон, апатит, корунд и др. [Пекки, Разоренова, 1977]. Химический состав пегматита и концентратов характеризуется примерно равным соотношением К и Na (табл. 3.18).

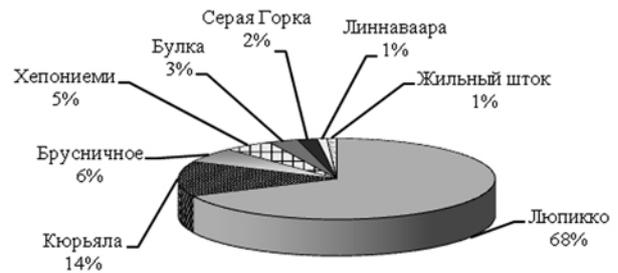


Рис. 3.50. Соотношения балансовых запасов полевошпатового сырья в Приладожье

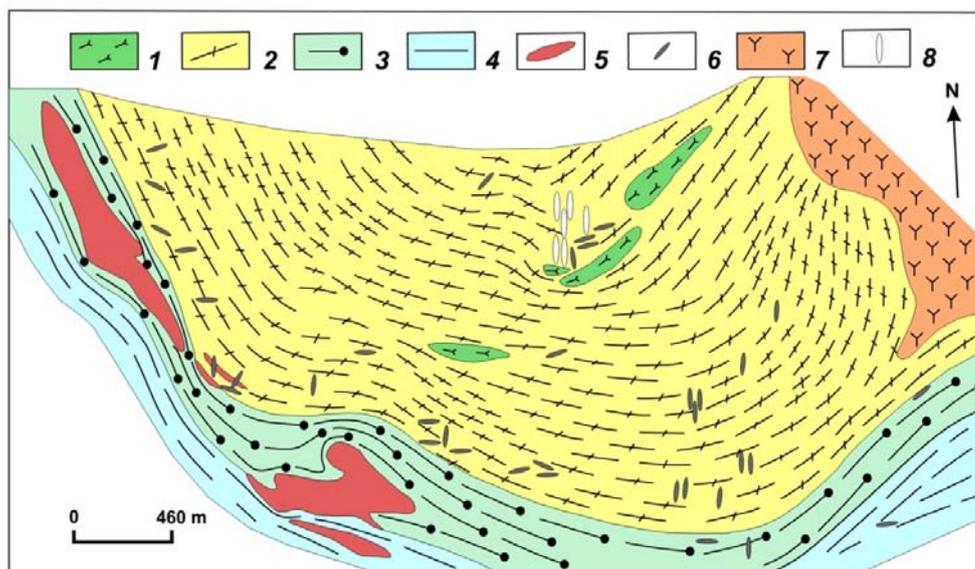


Рис. 3.51. Геологическая карта-схема месторождения Люпикко (адаптированная) (по [Гродницкий, 1982]):

1, 2 – досекофеннский комплекс: 1 – амфиболиты, 2 – гнейсограниты; 3 – амфиболитовые сланцы, кварциты, известняки и доломиты (сортавальская серия); 4 – глиноземистые сланцы (ладожская серия); 5 – кварц-биотитовые и двуслюдяные синорогенные пегматиты; 6 – позднеорогенные пегматиты; 7 – субплатформенные граниты рапакиви; 8 – пегматиты рапакиви

Химический состав пегматитов Люпикко и полевошпатовых концентратов

Вид	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
Средний состав пегматита						
Северная Линза	72.94	15.31	0.30	0.86	4.01	3.89
Южная Линза	74.12	14.90	0.81	0.10	4.29	3.93
Концентраты						
Кварц-полевошпатовый	74.88	14.30	0.14	1.00	3.82	4.18
Полевошпатовый	66.58–66.70	20.54–21.58	0.14–0.17	1.25–1.44	4.00–4.40	4.12–4.40

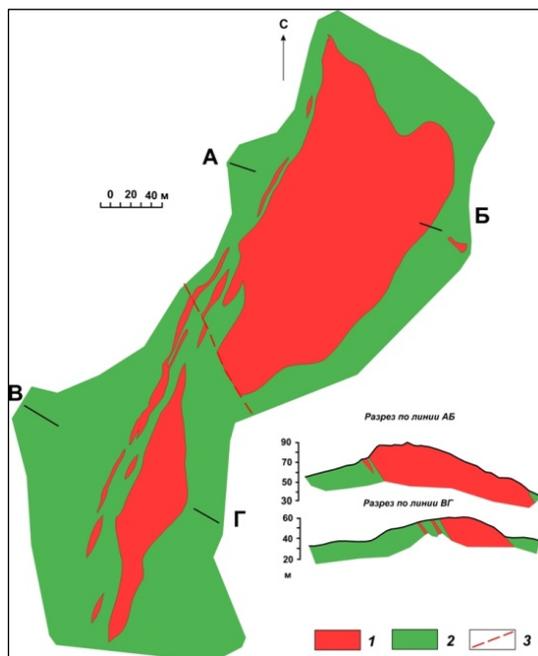


Рис. 3.52. Геологическая схема пегматитов Линнаваара (адаптированная):

1 – пегматиты; 2 – биотит-амфиболовые сланцы и амфиболиты; 3 – тектонические нарушения

На месторождении Линнаваара (рис. 3.52) жилы керамических пегматитов выработаны, так же как и на месторождениях Хапониemi, Серая Горка, Булка, Пусунсаари, Туркисаари, Мурсунлахти, Лесное, Хауккаселькя-1 и др. Размеры жил достигали 150–350 м в длину и 10–40 м мощности. Геологическая схема Яккимского жильного поля керамических пегматитов (адаптированная) представлена на рис. 3.53.

Готская формация пегматитов (рис. 3.54) связана генетически с гранитами рапакиви, рапакивиподобными и порфиробластическими гранитами (Улялегско-Салминский анортозит-рапакивигранитный комплекс). Общая черта пегматитов этой формации – это их развитие на субплатформенном анорогенном этапе.

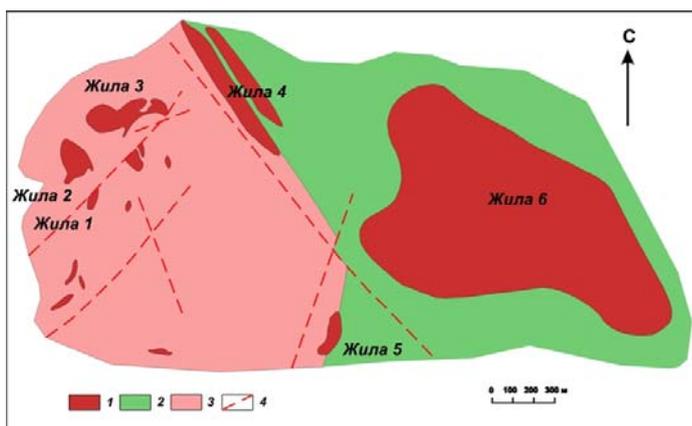


Рис. 3.53. Геологическая схема Яккимского жильного поля керамических пегматитов (адаптированная) [Пекки, Разоренова, 1977]:

1 – пегматит; 2 – амфиболовые сланцы; 3 – купол гнейсогранитов; 4 – тектонические нарушения

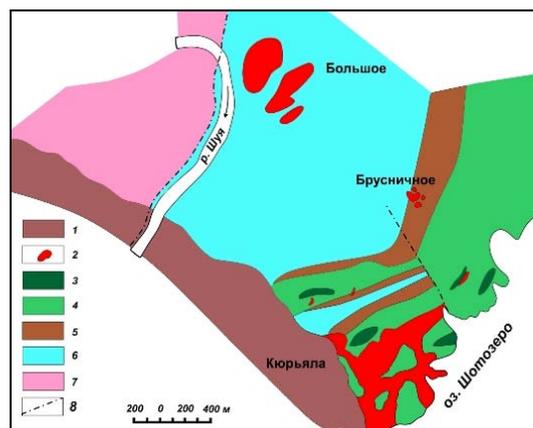


Рис. 3.54. Схематическая геологическая карта Улялегского поля пегматитов (составили А. С. Пекки, Т. К. Кулмала, Ю. И. Белов, 1977 г.):

1 – граниты рапакиви; 2 – пегматитовые жилы и штоки; 3 – метаперидотиты и габбро-амфиболиты; 4 – амфиболиты и амфиболовые сланцы; 5 – сланцы амфибол-биотитовые; 6 – сланцы кварц-биотитовые; 7 – гнейсограниты, мигматиты, гнейсы; 8 – тектонические нарушения

3.3.2.4. Нетрадиционное полевошпатовое сырье

В пределах Салминского массива перспективными на полевошпатовое сырье были признаны крупнопорфировые разновидности рапакиви, обычно не содержащие плагиоклазовых оболочек вокруг зерен ортоклаза (питерлиты), распространенные на участке Уксу, а также неравномернозернистые и трахитоидные рапакиви участка Юка-Коски (рис. 3.55) [Пекки, Кулмала, 1965].

Рапакиви-граниты привлекают к себе внимание как источники полевошпатового сырья благодаря тому, что они слагают огромный массив. В результате петрографических исследований в его пределах были выделены по структурным признакам и минеральному составу главные разновидности рапакиви. Путем систематического опробования, опытов по обогащению и керамических испытаний были установлены относительно легкообогатимые, богатые калишпатом разновидности, оценены их запасы.

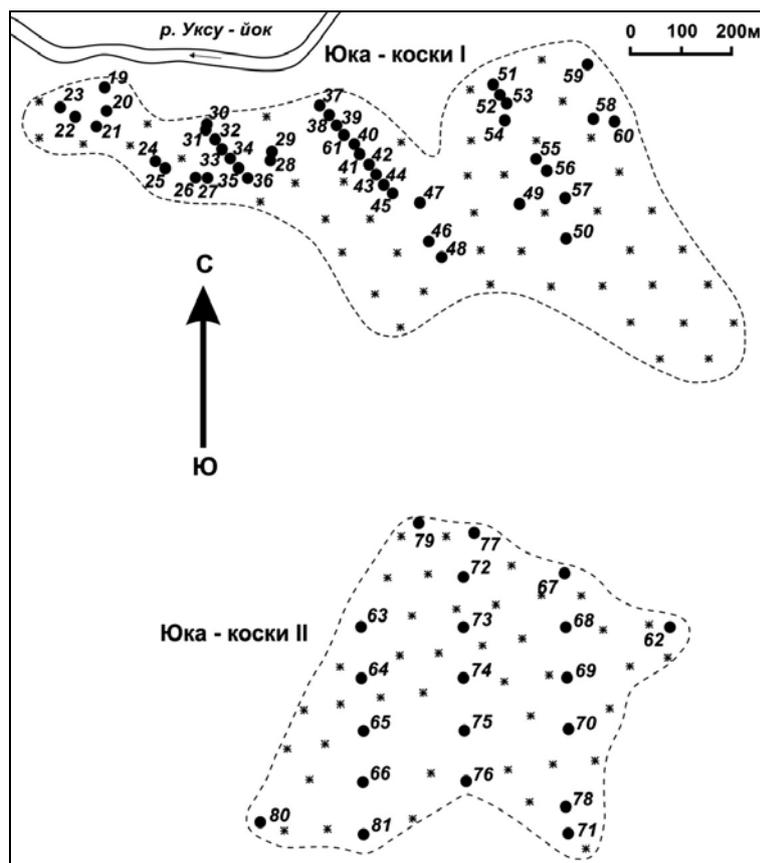


Рис. 3.55. Схематический план перспективных участков Юка-Коски, гранит рапакиви. Штрих-линией обозначены контуры участков (составили А. С. Пекки, Т. К. Кулмала)

На двух участках по результатам опробования выделены пять групп пород с различными модулями в узком диапазоне (K_2O/Na_2O): группа 1 $K_2O/Na_2O < 1.8$ (обр. 37, 80); группа 2 $K_2O/Na_2O 1.8-1.9$ (обр. 19, 20, 23, 31, 36, 38, 41, 59, 74-78); группа 3 $K_2O/Na_2O 1.9-2.0$ (обр. 43-48, 63-64, 71); группа 4 $K_2O/Na_2O 2.0-2.3$ (обр. 21, 26, 30, 32-35, 39, 50, 55, 58, 60-61); группа 5 $K_2O/Na_2O > 2.3$ (обр. 22, 24-25, 27-29, 40, 42, 44, 49, 51-54, 56-57, 62, 68-70, 72-73, 78).

3.3.2.5. Карбонатное сырье

В северном Приладожье карбонатные породы залегают в виде крутопадающих пластов и линз. В этом районе сохранились многочисленные следы старых финских разработок (рис. 3.56) в виде небольших карьеров или останцов напольных печей для обжига извести. На состав карбонатных пород влиял метаморфизм от зеленосланцевой до гранулитовой фации, а также локально позднеорогенный гранитоидный магматизм. Влияние рапакиви-гранитов выразилось в присутствии в кальциевых мраморах

волластонита до 40–60 % (купарсаарская толща на Карельском перешейке). По оценке С. И. Турченко [1995], запасы волластонита на одном из таких участков оцениваются в 10 тыс. т. Наиболее крупными месторождениями мрамора являются Рускеала-1 и Рускеала-2. Месторождение Рускеала-1 эксплуатировалось более 200 лет.



Рис. 3.56. Устье штольни по добыче мрамора, XIX в., Рускеала



Рис. 3.57. Старый карьер по добыче мрамора, Рускеала

Карбонатные породы Приладожья имеют осадочно-метаморфическое происхождение [Борисов, 1963; Соколов, 1963] и характеризуются исключительным разнообразием по минеральному и химическому составу, обуславливающим значительные вариации их физико-механических свойств.

Основные типы карбонатных пород представлены доломитизированными известняками (Рускеала и др.), слоистыми доломитами (Рускеала-1); рудными гематитовыми, известковистыми доломитами; доломитами с серным колчеданом и слюдястыми породами (рис. 3.57).

Главными минералами карбонатных пород являются кальцит и доломит. Содержание компонентов в доломитизированных известняках и доломитах изменяется по месторождениям: CaO 18.8–30.36; MgO 10.88–35.0 мас. %.

Низкомагнезиальные известняки (содержание MgO < 4 %) залегают, главным образом, в виде отдельных горизонтов и линз среди пород с более высоким содержанием MgO (доломитизированных известняков, доломитов).

3.3.2.6. Кварц, кварциты

Кварц. История планомерных исследований кварцевого сырья на современной территории Приладожья начинается с изучения пегматитов и жильного кварца на предмет нахождения кристаллов мориона, пригодных на пьезокварц. Эту работу проводила Питкярантская партия Ленинградской экспедиции на Питкярантском и Улялегском гранит-рапакиви массивах в 1948 г. В результате было обнаружено 36 морионосных пегматитовых жил различной мощности в гранитах рапакиви и гнейсогранитах и добыто 27.4 кг мориона, но в силу крайне небольших запасов добыча была прекращена.

С позиций оценки Ладужской провинции на кварцевое сырье для производства СКМИ интерес представляют площади формирования пегматитовых и кварцевых полей, связанных с позднеорогенным ладожским (свекофенским) этапом, при этом, как отмечал Л. Л. Гродницкий [1982], сложно минерализованные и дифференцированные мусковит-редкометалльные и редкометалльно-редкоземельные пегматиты образованы в условиях низкотемпературного режима амфиболитовой фации.

Основное опробование проводилось на пегматитах и кварцевых жилах Питкярантского и Куркилахтинского полей.

На Питкярантском поле опробованы пегматитовые и кварцевые жилы восточной береговой зоны залива Мурсунлахти (полуостров Куйваниеми) и редкометалльно-редкоземельные пегматиты участков Люпикко и Нуолайниемеи (рис. 3.58).

Опробованное нами пегматитовое тело на полуострове Нуолайниемеи (№ Ян-13 и Ян-14) четко зонально с кварцевым ядром мощностью до 1 м внутри блоков микроклина. Кварцевое ядро сложено кварцем молочно-белой окраски с льдистой разновидностью, а также с небольшими по размерам гнездами дымчатого кварца. На этом участке в подобных жилах обнаруживаются редкоземельные

и редкометалльные акцессорные минералы. А. П. Калита [1981] отмечал такие минералы, как эвксенит, Та-U-Y разновидность, пирохлор, танталовый бетафит, эльсфорит, берилл, монацит, ксенотим.

Кварцевые ядра пегматитов участка Люпикко сложены молочно-белым и светло-серым кварцем в сростании с хлоритом, полевым шпатом, серицитом и рудными минералами. В занорышах наблюдаются небольшие кристаллы молочно-белого цвета. Структура кварца бластокатакlastическая – мелкозернистая масса кварц-серицитового материала обволакивает его крупные зерна. Наблюдается большое количество субпараллельных трещин с вытянутыми включениями. Трещины окаймляют микроблоки кварца, которые возникли в результате катаклаза. Кварц образует крупные зерна изометричной формы в основном с ровными краями, размер зерен 0.12–5 мм. Часть зерен имеет четкое погасание, а часть – микроволнистое до мозаичного. Участками наблюдаются линзы и прожилки с зернами кварца округлой и частично ограненной формы с ровными краями, напоминающие мелкие друзы (размер 0.02–0.05 мм). Серицит образует мелкокристаллические сферолитовые зерна, местами отмечается переход к кварцевому агрегату, не имеющему явных контуров зерен серицита, в виде иголочек и сферолитов. Газово-жидкие включения образуют цепочки и скопления по трещинам залечивания. Наибольшее количество включений наблюдается в местах катаклаза. Зерна кварца с четким погасанием содержат мало включений, в основном по секущим трещинам, реже единичные. Включения изометричной формы, иногда вытянутые, по составу жидкость-газ, иногда содержат жидкую углекислоту и твердую фазу. Мелкокристаллический кварцевый агрегат и мелкие зерна кварца в линзах практически не содержат газово-жидких включений.

Содержания элементов-примесей в различных типах кварца Ладужской складчатой области были проанализированы в лабораториях Tatsumori Corp. (Япония) и ВНИИСИМС (г. Александров). Анализ элементов-примесей проб кварца из пегматитов Мурсула, кварцевых жил и кварцевых ядер пегматитов Нуолайниemi и Соронсаари, а также пематитов участка Люпикко показал относительно высокие содержания от 146.5 до 244.7 ppm, что не соответствует ЮТА-стандартам [Данилевская и др., 2004].

В формировании месторождений кварцевого сырья Ладужской провинции существенную роль сыграли метаморфизм и гранитизация свекофеннского и постсвекофеннского периодов. Повышенные содержания элементов-примесей в жильном и пегматитовом кварце данного региона обусловлены значительным влиянием гранитных интрузий, в том числе гранитов рапакиви, и связанным с ними метасоматозом.

Кварциты. На северном берегу оз. Малое Янисъярви залегают кварциты ятулийской системы (остров Контиосаари, полуострова Питкяниemi и Коркеаниemi) [Борисов, 1963]. На участке Питкяниemi кварциты образуют северо-западную полосу, представленную различными слоями, среди которых особое внимание заслуживают перекристаллизованные кварциты молочно-белого цвета (сливные кварциты). В слоистой кварцитовой толще отмечается пылевидный графит. По химическому составу кварциты участков Питкяниemi и Кухинас-лампи варьируют в определенном диапазоне. Кварциты Питкяниemi близки по составу к кварцитам месторождения Метчангъярви (табл. 3.19).

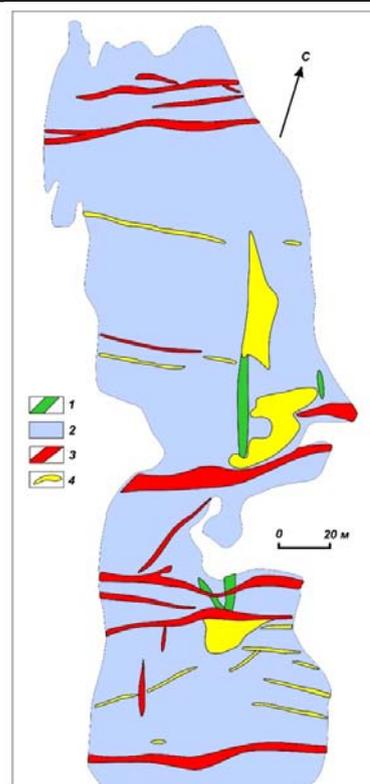


Рис. 3.58. Геологический план участка Нуолайниemi, Северное Приладожье [Гродницкий, 1982]:

1 – амфиболиты; 2 – гранито-гнейсы; 3 – пегматитовые жилы; 4 – кварцевые жилы

Таблица 3.19

Химический состав кварцитов участков Питкяниemi (исходная порода), %

№ пр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	N ₂ O	H ₂ O	ппп	Сумма
Ян-5	998.62	00.01	00.33	00.18	0–	00.006	00.210	00.07	00.08	00.09	00.01	00.05	99.66
Ян-6	997.34	00.06	10.08	00.70	0–	00.008	00.260	00.07	00.05	00.26	0–	00.16	99.98
Ян-7	998.64	00.01	00.39	0.015	0–	00.005	00.110	00.07	00.08	00.09	00.01	00.10	99.66

Примечание. Анализы выполнены в аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН.

3.3.2.7. Гранат

Небольшие проявления граната в высокометаморфизованных слюдястых сланцах обнаружены в Северном Приладожье (кительские альмандины). С начала XVIII в. на Кительском месторождении велась добыча альмандина ювелирного качества шведами, которые принимали его за рубин из-за фиолетового оттенка [Буканов, 2008]. Рядом обнаружены в аналогичных геологических условиях два проявления граната – Озерное и Плотина.

Появление гранатов в Приладожье не является исключением. Кристаллы граната и ряд сходных проявлений локализованы в силлиманит (фибrolит)-гранат-биотитовых сланцах ладожской серии.

Кительское месторождение расположено в 10 км к северо-западу от города Питкяранты на левобережье р. Сюскюяййоки. Оно приурочено к гранатосодержащим сланцам пялкъярвинской свиты. Проявления граната связаны с рассланцованными, разлинзованными, будинированными породами. Определяющими являются литологический (приуроченность к глиноземистым толщам) и метаморфический (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации) факторы. Слагающая месторождение толща пород представлена высокоглиноземистыми кварц-биотитовыми гнейсами, сланцами (иногда с графитом, амфиболом) и мигматитами по ним. Продуктивные гранатосодержащие породы характеризуются неравномерным его распределением. Наблюдается отсутствие четких границ между породами, содержащими кондиционный гранат, и непродуктивными их разновидностями. Параметры полезного тела: средняя длина – 280 м, ширина – 80 м. Глубина залегания кровли варьирует от 0 до 2 м. Среднее содержание граната – 20 % [Иванов, 2016].

В гранат-кварц-биотитовых и гранат-силлиманит-биотитовых сланцах содержатся кристаллы граната размером от 5 до 25 мм. Формы его идиобластические, в виде ромбододекаэдров, реже – округлые, ксенобластические (рис. 3.59, А). Цвет темно-малиновый, вишнево-красный со слабым сиреневатым оттенком. Окраска интенсивная. Поверхность кристаллов неровная, шероховатая, обусловлена наличием тонкой штриховки и мелких выбоин. В основной массе кристаллы граната трещиноваты, содержат включения кварца, биотита, рудного, титаниста (сфена), циркона (рис. 3.59, Б). Кристаллы граната размером 10–15 мм содержат кондиционные монообласти. Отдельные кристаллы размером 5–6 мм бывают полностью бездефектными. Максимальные скопления приурочены к участкам сильно-плотчатых сланцев, обогащенных биотитом и силлиманитом. Здесь же развиваются и наиболее крупные, размером 5–7 см, индивиды граната, ценимые как коллекционное сырье [Гранатовые руды..., 2009].

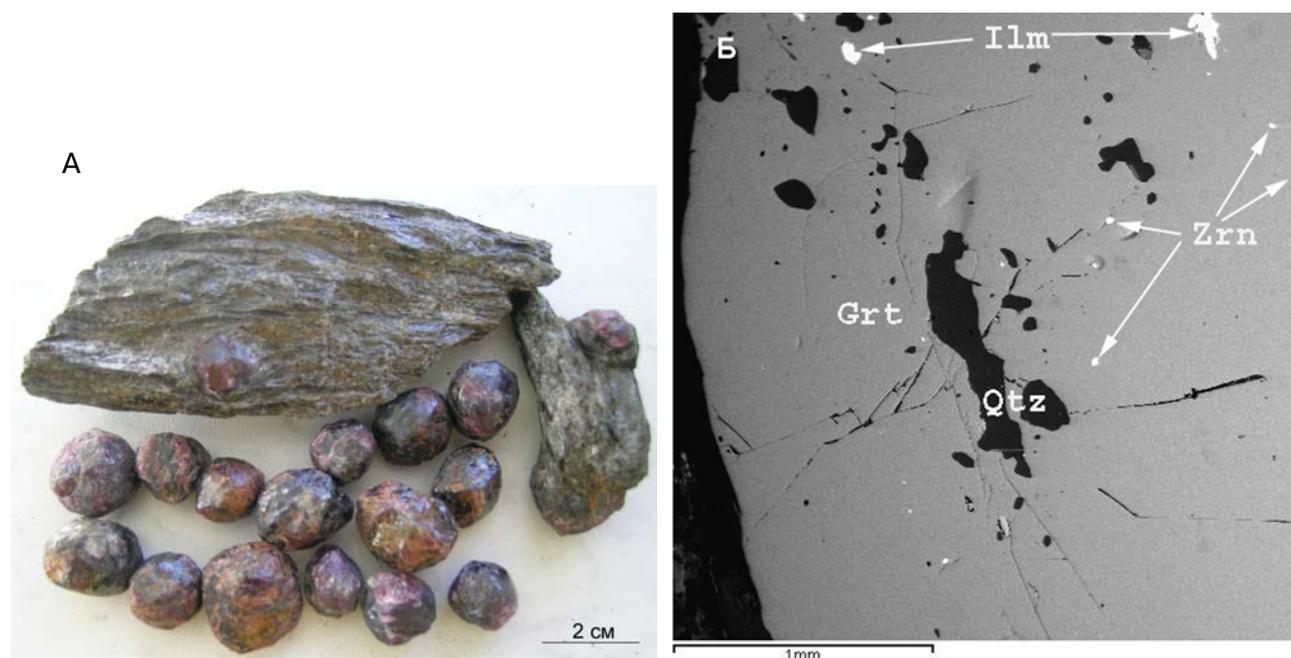


Рис. 3.59. Гранат-кварц-биотитовый сланец месторождения Кителя:

А – морфология граната; Б – включения в гранате. Изображение выполнено на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LMU

Гранат с кристаллохимической формулой $(Ca_{0.09}Mn_{0.18}Fe_{2.25}Mg_{0.46})Al_{2.00}Si_{3.02}O_{12}$ относится к высокожелезистой пироп-альмандиновой разновидности.

По физико-механическим свойствам гранат Кительского месторождения аналогичен пироп-альмандиновому гранату Слободовского месторождения, запасы которого разведаны и утверждены ГКЗ в качестве абразивного сырья.

3.3.2.8. Флюорит

На территории Приладожья отмечены проявления флюорита скарнового, грейзенового, полиформационного, собственно гидротермального и гидротермально-метасоматического генезиса (кварц-флюоритовая формация).

Перспективен в определенной степени Питкярантский рудный район Северного Приладожья, что связывается с Салминским массивом габбро-анортозит-рапакивигранитной формации (возраст 1650–1550 млн лет), а именно, с Салминско-Уксинско-Кительской рудной зоной оловянно-полиметаллического и редкометалльно-флюоритового оруденения. Флюорит присутствует здесь как «сквозной» аксессуарный минерал во всех фазах гранитов от 0.1 до 4.0 и более %, местами с образованием скоплений. В рудах скарнового типа содержится до 3 % касситерита и до 5 % флюорита; в грейзеновых рудах касситерита 0–3 %, магнетита 0–60 %, слюды (мусковита) 5–80 %, топаза 0–20 %, везувиана 0–40 %, флюорита 20–40 %.

Месторождения с редкометалльно-флюоритовым оруденением расположены в пределах Уксинско-Люпиковского рудного поля. Размещение их контролируется куполовидными выступами кровли поздних фаз гранитов рапакиви. Основное флюоритовое оруденение сосредоточено в апоскарновых грейзенах и метасоматитах, слагающих от 50 до 75 % оловорудных тел на месторождениях Уксинское, Хопунваара, Хопунлампи и Юго-Западное Люпикко (табл. 3.20). На месторождении Хопунваара содержание флюорита в грейзенах варьирует от 5 до 70 %. В пределах Люпиковской структуры грейзены локализуются как в нижнем, так и в верхнем горизонте карбонатных пород, в то время как на Уксинском месторождении они вскрыты только в нижнем горизонте. Наибольшее распространение в нижнем карбонатном горизонте имеют слюдисто-флюоритовые, кварц-слюдисто-флюоритовые, кварц-топаз-флюорит-слюдистые грейзены, а в верхнем – шпинельсодержащие слюдисто-флюоритовые и везувиан-флюорит-слюдистые грейзены с повышенным содержанием селлаита, флюоборита и реликтовых минералов магнезиальных скарнов [Хазов, 1982].

Таблица 3.20

Характеристика флюоритового оруденения месторождений Питкярантского рудного района

Проявление	Геологическая характеристика	Количество рудных тел, мощность, м	Содержание флюорита, %	Запасы, С ₂ тыс. т	Ресурсы, Р ₁ +Р ₂ тыс. т
Уксинское	Грейзены: в нижнем карбонатном горизонте – кварц-слюдисто-флюоритовые, кварц-топаз-флюорит-слюдистые, слюдисто-флюоритовые; в верхнем – шпинельсодержащие слюдисто-флюоритовые, везувиан-флюорит-слюдистые	13	2.65–16.69	206.0	312.3
		0.26–13.0	ср. 5.5		
		4			
Хопунваара	Апоскарновые грейзены в нижнем и верхнем карбонатных горизонтах вдоль контакта с гранитами рапакиви. Флюорит – кристаллы (до 1 см), их агрегаты, гнезда, прожилки, полосы в полевошпатовых, флюорит-везувиановых и флюорит-слюдисто-магнетитовых метасоматитах	17	1.0–70.0	363.9	251.9
		0.6–7.0	ср. 1.38–19.3		
Хопунлампи	Апоскарновые грейзены с флюоритом. Оруденение не выдержано по простиранию и падению оловорудных тел	>10 0.5–17.6 м	1.0–15.0 ср. 12.0		
Юго-Западное Люпикко	Апоскарновые грейзены (кварц-слюдисто-флюоритовые) и прожилки в нижнем и верхнем карбонатных горизонтах	7 0.5–10.2 м	1.0–30.0 ср. 11.6–16.7	250.5	244.1
Люпикко	Кварц-флюоритовый (±кальцит, топаз) штокверк, жилы, прожилки, гнезда в апикальном выступе литий-фтористых гранитов, прорывающих гнейсограниты. Вскрыт щебеночным карьером	1 S штокверка – ~3500 м ²	2.0–50		~80.0

Примечание. Таблица составлена по данным Р. А. Хазова (1999 г.).



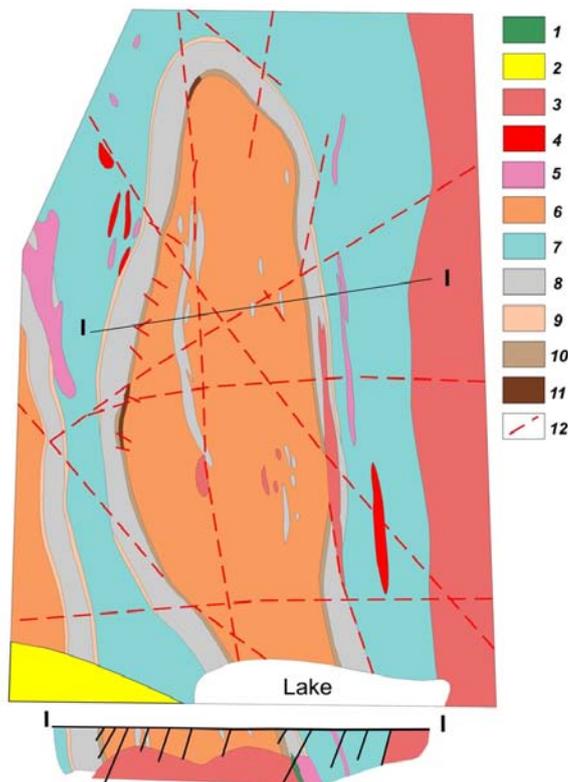
Рис. 3.60. Образец флюоритового оруденения в гранитах рапакиви. Карьер Люпикко, Питкярантский район, из коллекции Л. В. Кулешевич. Музей геологии докембрия ИГ КарНЦ РАН

Кварц-флюоритовые жилы (рис. 3.60) в основном известны на площадях Люпикковского и Уксинского гнейсогранитных куполов (рис. 3.61), где могут быть обнаружены крупные промышленные месторождения собственно флюоритовых руд.

Наиболее вероятными потребителями карельских флюоритов в России могут быть Череповецкий металлургический завод и объединение «Электросталь», потребность которых в кусковом флюорите удовлетворяется за счет импорта из Монголии и других стран. Для обогащения флюоритовых руд в России применяют ручную и автоматическую сортировку, обогащение в тяжелых средах, отсадку, флотацию и окомкование концентратов. Основным методом обогащения является флотация. Концентраты содержат 96–97 % флюорита при его извлечении из руды 81–82 %. На действующих фабриках используют как флотационные, так и комбинированные схемы обогащения [Справочник по обогащению..., 1984].

Рис. 3.61. Геологическая карта Уксинского оловянно-бериллиево-флюорит-полиметаллического месторождения (по Р. А. Хазову, 1999 г.):

1–2 – среднерифейские (иотнийские) породы: 1 – дайки андезитодацитов; 2 – мелкозернистые, гравелитистые косослоистые песчаники с корой выветривания в основании (салминская свита); 3–4 – нижнерифейские породы: 3 – мелко- и неравномернозернистые граниты, их альбитизированные грейзенизированные разновидности с молибденово-редкометалльной минерализацией; 4 – пегматиты; 5 – плагиоклазовые и плагиомикроклиновые граниты и гнейсограниты; 6 – ладожские кварц-полевошпатовые графитсодержащие сланцы; 7 – питкярантские амфиболовые, графитсодержащие сланцы и другие сланцы, полевошпатовые амфиболиты; 8 – магнетитовые пироксеновые скарноиды и грейзены с прослоями амфиболовых, кварц-биотитовых и других сланцев; 9 – известковые пироксен-гранат-везувиановые скарны с оловянной и полиметаллической минерализацией; 10 – апоскарновые грейзены с оловянно-бериллиево-флюоритовой минерализацией; 11 – флюоритовые руды; 12 – тектонические нарушения



Флюорит, в зависимости от наличия в нем примесей, подразделяют на три типа по сферам его использования [Harben, 1995]:

1) Для производства кислоты («кислотный» флюорит) – минимум 97 % CaF_2 (96 %, если оставшиеся примеси допустимы), <1.5 % SiO_2 и 0.10 % S (в сульфиде и/или свободная S); <10–12 ррт А, 100–550 ррт Р, ограничения по Pb, Cd, Be, Ca и влаге.

2) Для производства керамики («керамический» флюорит): 1 сорт – 95–96 % CaF_2 , средний сорт – 93–94 % CaF_2 , 2 сорт – 85–90 % CaF_2 ; <3 % SiO_2 , 0.12 % оксид железа, ограничения по кальциту, свинцу, сульфату цинка.

3) Для металлургии («металлургический» флюорит) – минимум 60 % CaF_2 , <0.3 % сульфидов, <0.50 Pb.

3.3.2.9. Каолин

В Карелии проявления каолинов отмечены в единичных точках. Изученность территории по оценке на каолин недостаточная. В результате поисковых и разведочных работ на площади Виртасалми выявлены крупные месторождения и проявления каолинов. Финские геологи считают, что большинство каолиновых проявлений на Свекофеннском геоблоке сформированы в результате химического выветривания, но возраст выветривания определяется как протерозойский, палеозойский и конец триассового периода [Crystal evolution..., 1989].

На территории Карелии известно небольшое месторождение каолинов на хуторе Пролонваара (восточная сторона района Янисъярви). Оно разрабатывалось в начале XX в. кустарно для производства огнеупорного кирпича. Химический состав первичных каолинов на этом месторождении характеризуется низким содержанием Fe_2O_3 от 0.35 до 0.4 % [Frosterus, 1928]. Установлено, что каолиновое проявление имеет зафиксированную длину до 200 м и мощность 6–10 м. Это очень напоминает обстановку района Виртасалми, включая обнаружение диаплектовых минералов и конусов разрушения космогенного происхождения астроблемы Янисъярви [Геология астроблем, 1980]. Существует и другая точка зрения на генезис каолиновых руд Пролонваары: по мнению В. И. Иващенко, О. Б. Лаврова [1995], они относятся к формации низкотемпературных метасоматитов типа аргиллизитов-аргиллизитоидов и имеют, соответственно, гидротермально-метасоматическое происхождение.

На наш взгляд, на данной территории возможно обнаружение новых каолиновых проявлений. Необходимы целенаправленные исследования на данном участке территории Карелии с учетом опыта финских геологов.

3.3.2.10. Промышленные минералы Элисенваарско-Вуоксинского шошонитового комплекса

На начальной стадии изучения интрузивов, рассматривающихся в настоящее время как Элисенваарско-Вуоксинский шошонитовый комплекс, в конце 70-х годов XX столетия геологами Карельской КГРЭ были открыты проявления апатитов в Элисенваарской группе массивов [Ладнер и др., 1984], с ними прогнозировались значительные ресурсы апатита и редкоземельных металлов [Хазов, Иващенко, 1982], барий-стронций-полевошпатового сырья и алмазов [Хазов и др., 1993 и др.]. В дальнейшем проводились специализированные работы по поискам апатитовых руд на Элисенваарском участке [Дегтярев и др., 1987].

При уточнении формационно-возрастной принадлежности данных интрузивов [Иваников и др., 1995, 1996; Eklund et al., 1998; Konopelko et al., 1998; Кононова и др., 2002; Konopelko, Eklund, 2003 и др.] и их субвулканических комагматов – лампрофиров [Иващенко, Лавров, 1993; Иващенко, 1999; Woodard, 2010 и др.] и при ревизионных и исследовательских работах австралийской компании «Эштон Майнинг Лимитед», Карельской ГЭ, СПбГУ, МГУ, ИГЕМ РАН не нашла своего подтверждения информация о наличии в мегакристах биотита из пород Элисенваары «ураганных» содержаний микровключений обломков алмазов [Хазов и др., 1993].

В настоящее время достоверным о минерагенической нагрузке интрузивов Элисенваарско-Вуоксинского шошонитового комплекса можно считать наличие проявлений кроме редкоземельных металлов Се-й группы апатита и полевого шпата, из которых наиболее крупными являются Кайвомякское и Райвимакское (см. рис. 1.89). Особенностью полевошпатового сырья, повышающей его ценность, является наличие в нем стронция, бария и фосфора, которые специально добавляются или на их основе изготавливаются в следующих отраслях промышленности:

а) в стекольной – стекла, не подвергающиеся выщелачиванию; термостойкие стекла; стекла, гасящие рентгеновское излучение (рентгеновские трубки, телевизоры), и стекла специального назначения, включая фосфатные и цветные;

б) в керамической: глазури для бытового и строительного фаянса, радиокерамики; тонколистная керамика для конденсаторов, преобразователей электрической энергии в ультразвук, термисторов, сопротивлений и др.;

в) в радиотехнической: керамические ферромагнитные соединения для постоянных магнитов, полупроводниковые материалы;

г) в электрической: электроизоляторы повышенного качества, высоковольтные изоляторы и изоляторы запальных свечей и др.;

д) в строительной: Ва-, Sr-огнеупоры, цементы высокой прочности и низкой растворимости в пресной и морской водах и проч.

Кайвомякское проявление расположено в 3 км юго-восточнее пос. Элисенваара. Апатитовое ору- денение приурочено к интенсивно биотитизированным и амфиболизированным умеренно щелочным меланогабброидам одноименного дифференцированного (до щелочнополевошпатовых сиенитов) массива площадью ~8 км². Рудоносные породы слагают залежь протяженностью до 1000 м, шириной до 800 м. При бортовом содержании P₂O₅ 1.5 % рудное тело практически полностью совпадает с телом габброидов и размеры его в плане составляют 0.83 км² [Минерально-сырьевая..., 2006].

Прогнозные ресурсы пентоксида фосфора по категориям P₁ + P₂ до глубины 300 м составляют 10 760 тыс. т, в том числе P₁ до глубины 150 м – 5400 тыс. т [Минерально-сырьевая..., 2006]. При бортовом содержании пятиоксида фосфора 3.0 % (среднее 3.56 %) рудная залежь распадается на серию мелких, не поддающихся геометризации тел, а прогнозные ресурсы пентоксида фосфора до глубины 300 м сокращаются до 3720 тыс. т.

В 1981 г. в Горном институте Кольского ФАН СССР под руководством А. И. Гершенкопа проводились предварительные исследования по обогащению апатитовых руд Кайвомякского проявления, показавшие возможность получения апатитовых концентратов с содержанием 37–40 % P₂O₅ при извлечении 74–93 % (табл. 3.21–3.22). Проведенные исследования показали возможность получения качественных апатитовых концентратов.

Таблица 3.21

Химический состав проб апатитовой руды Кайвомякского проявления

Компоненты	Содержание по пробам, %					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	35.7	46.81	45.03	44.8	45.01	47.16
TiO ₂	2.08	1.66	1.76	1.51	2.88	1.8
Fe ₂ O ₃	5.48	5.93	5.62	6.52	5.29	5.78
FeO	7.46	5.45	6.9	5.97	6.54	4.43
Al ₂ O ₃	12.3	15.3	13.7	12.78	13	13.7
CaO	12.07	6.84	7.66	9.7	7.96	7.75
MgO	7.88	4.47	4.94	5.43	5.85	4.55
MnO	0.29	0.22	0.26	0.34	0.25	0.28
SrO	0.64	1.15	0.95	0.94	0.66	0.82
BaO	1.04	0.95	0.86	0.78	1.14	0.94
Tr ₂ O ₃	0.25	0.38	0.3	0.28	0.28	0.34
Na ₂ O	1.64	3.29	3.03	2.94	3.13	3.75
K ₂ O	4.02	3.9	3.85	3.72	3.41	4.43
P ₂ O ₅	7.54	2.51	3.88	3.78	3.34	3.28
CO ₂	0.008	0.008	0.29	0.05	0.16	–
S	0.038	0.073	0.14	0.1	0.175	0.011
F	0.33	0.3	0.31	0.36	0.29	0.37
Cr ₂ O ₃	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.004	<0.001
Влага	0.16	0.1	0.12	0.14	0.14	0.22
ппп	0.73	0.55	0.48	0.6	0.555	0.53
Σ	99.67	99.96	100.08	100.13	100.064	100.135
O-S	0.02	0.04	0.07	0.05	0.088	0.01
O-F	0.14	0.13	0.13	0.15	0.12	0.155
ИТОГО	99.51	99.79	99.98	99.93	99.86	99.97

Таблица 3.22

Состав апатитового концентрата, полученного из руд Кайвомякского проявления

№ проб	Содержание компонентов, %			
	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO
1	40.58	0.12	0.21	0.28
2	38.7	0.52	1.31	0.43
3	39	0.36	0.91	0.27
4	39.86	0.48	1.19	0.35
5	37.3	0.68	1.7	0.5
6	39.5	0.34	1.05	0.35

Минеральный состав руд: фторapatит (5–20 %), полевые шпаты (5–30 %), амфибол, пироксен и биотит (30–60 %), титанит, ортит и магнетит (до 5–10 %).

В Институте геологии КарНЦ РАН [Бархатов, Скамницкая, 1981, 1986] проведены испытания обогатимости руды по флотационной, магнитофлотационной и магнитоэлектрической схемам. Наиболее рациональной представляется магнитофлотационная схема, позволяющая выделить из габброидов и щелочно-полевошпатовых сиенитов высококачественные апатитовый и стронций-барийсодержащий полевошпатовый концентраты.

Технологические испытания полевошпатовых концентратов проводились на двух лабораторных пробах: мезогаббро (табл. 3.23, проба Э-2п) и сиенитах (табл. 3.23, проба Э-3п), в Гусевском

филиале ГИСа, в результате которых показана пригодность продуктов переработки, по крайней мере, для производства тарного и сортового стекла. Полученные стекла по своим свойствам близки к аналогичным промышленным. Изучение влияния повышенных концентраций в них стронция, бария и фосфора на свойства стекол и изготовление спецстекла не проводилось.

Огневые испытания полевошпатовых концентратов в керамических массах позволили получить матовые и чистые без «мушек» спеки со слегка сероватым оттенком.

По результатам огневых испытаний Ва-Sr полевые шпаты (крупность зерен – 0.063 мм при 1380 °С, спек белого цвета без «мушки») могут использоваться для получения керамических изделий специального назначения: тонколистовая керамика для конденсаторов, высокоогнеупорная керамика, электроизоляторы, в производстве термо- и химически устойчивых стекол.

Полевые шпаты имеют высокие содержания бария и стронция (в сумме 3–9 %), что определяет возможность их использования в качестве сырья для изготовления высоковольтных изоляторов, стекол специального назначения и других керамических изделий, однако существенно осложняющим технологию является присутствие в этих породообразующих минералах многочисленных микровключений разнообразных железосодержащих минеральных фаз.

Райвимажское проявление, расположенное в 6.5 км восток-северо-восточнее пос. Элисенваара в меланократовых породах одноименной интрузии площадью около 6 км², во многом тождественной Кайвомякскому массиву, отличается большим распространением более кремнекислотных пород – вплоть до умеренно щелочных гранитов. Апатитоносные породы идентичны таковым Кайвомякского проявления, характеризуясь невыдержанностью минерального и химического состава и в целом меньшими содержаниями P₂O₅ (0.5–8 %). Прогнозные ресурсы пентоксида фосфора категории Р₃ до глубины 300 м, оцененные в контуре массива по бортовому содержанию 1.5 %, составляют 21 000 тыс. т при среднем содержании 3.0 % [Минерально-сырьевая..., 2006].

3.3.2.11. Природный камень

В историческом плане Приладожье знаменито благодаря разнообразию горных пород, используемых в качестве декоративно-облицовочных, архитектурно-строительных и монументальных камней (граниты, мрамор) (рис. 3.62, 3.63).

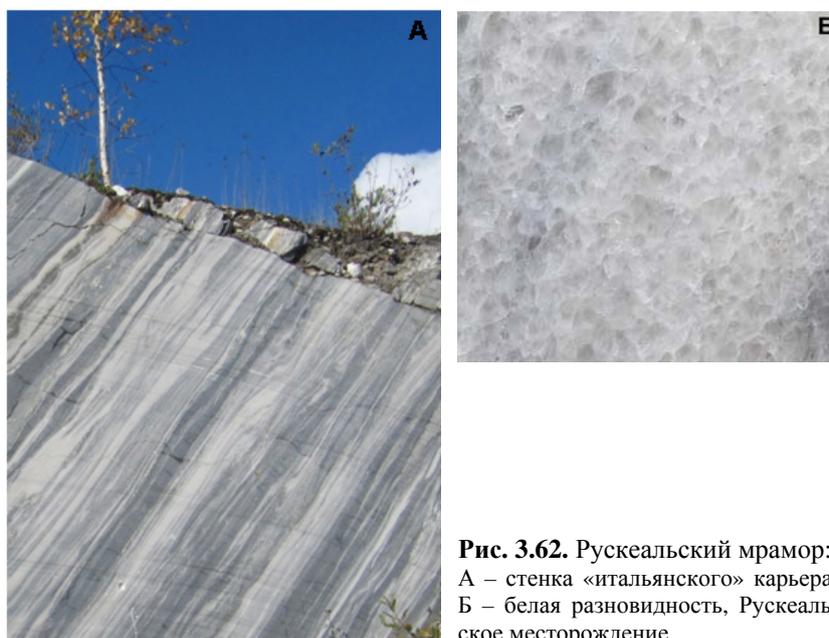


Рис. 3.62. Рускеальский мрамор: А – стенка «итальянского» карьера; Б – белая разновидность, Рускеальское месторождение

Таблица 3.23

Химический состав Ва-Sr полевошпатовых концентратов, мас. %

Компоненты	Проба Э-2п	Проба Э-3п
SiO ₂	58.66–60.38	62.79–63.14
TiO ₂	0.01–0.03	0.01–0.02
Al ₂ O ₃	20.84–21.26	20.42–20.49
Fe ₂ O ₃	0.11–0.13	0.20–0.21
MgO	0.04–0.09	0.05–0.20
CaO	1.00–1.38	0.84–1.12
Na ₂ O	5.65–5.67	5.45–6.70
K ₂ O	5.37–6.20	5.90–7.13
ппп	0.45–0.56	0.05–0.73
P ₂ O ₅	0.10–0.30	0.20–0.21
BaO	2.94–3.64	1.04–1.88
SrO	1.55–1.67	0.73–0.94
Na ₂ O + K ₂ O	11.01–11.87	11.35–13.83
K ₂ O : Na ₂ O	0.9–1.10	1.1–1.2



А

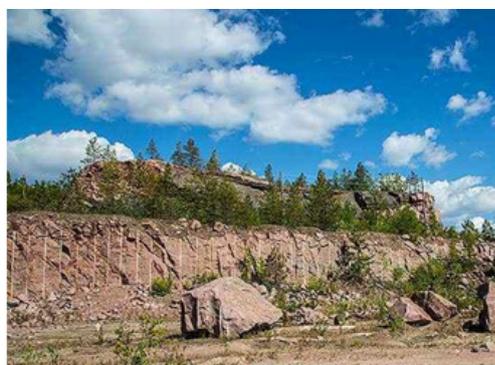


Б

Рис. 3.63. А – Ювенский мрамор. Часовня Знамени Богородицы (проект архитектора А. Горностаева, 1862 г.), построенная в память посещения Валаамской обители императором Александром II); Б – Сердобольский гранит (постамент). Памятник «Рунопевец» (1935 г., А. Сайло), г. Сортавала

Широко известны места разработок строительного камня на трех ладожских островах – Сюскюянсаари (Св. Германа), Путсаари (Св. Сергия) и Калккисаари. Там добывали красный «валаамский» гранит (рис. 3.64), розовато-красный порфирированный и серый «монастырский» гранит и светло-серый полосчатый мрамор (рис. 3.63, А). С островов Тулонсари и Риекаланнсаари, Импиниеми монолиты сердобольского серого гранита перевозились баржами в Петербург. На северном побережье залива Кирьявалахти, на мысу Лоухиниеми, в первой трети XX в. добывали блоки темно-красных гранитов для строительства города Сортавалы. Славу приобрел ювенский мрамор с о. Аренсари. Месторождение мрамора Рускеала эксплуатировалось со второй половины XVIII в. [Зискинд, 1989].

Перспективы добычи блочного камня существуют и поныне. К таким объектам относятся месторождения блочного камня Сюскюянсаари (гранит), Сулку (гнейсогранит) и Кейносет (габбронорит), Райвимяки (сиенит) (рис. 3.65), граниты рапакиви Салминской интрузии (месторождения Муствара, Репомяки, Туломйоки и др.) (рис. 3.66). В Туломозерской структуре обнаружено в ятулийских толщах крупное месторождение кальцитовых и кальцит-доломитовых мраморов и др.



А



Б

Рис. 3.64. А – стенка карьера по добыче гранитов месторождения Сюскюянсаари; Б – полированная плитка гранита Сюскюянсаари («красный валаамский гранит»)



Рис. 3.65. А – карьер по добыче блоков сиенита в Райвимиакском массиве; Б – сиенит (фрагмент) из стенки карьера



Рис. 3.66. Гранитный карьер (граниты рапакиви), месторождение Муставара

Приладожье обладает большими запасами строительного щебня. Горные породы для изготовления строительного щебня должны иметь определенные петрографические и физико-механические характеристики (высокая прочность, морозостойкость, электроизоляционные свойства и высокая адгезия к битуму; низкие показатели водопоглощения, нормативная трещиноватость, пористость, радиационный фон).

Крупные месторождения горных пород для производства щебня связаны с гранитогнейсами Коккасельского, Сортавальского, Кирьявалахтинского, Импилахтинского, Питкярантского, Мурсульского куполов (купольных структур) – Мурсула, Суримяки, Нюрин-Саари I и II, Ристиоя, Люпикко, Кирьявалахти, Ляскеля, Пулливуори, Вуорилампи и др. К крупному объекту относится Кааламский раннеорогенный интрузив клинопироксенит-габбронорит-диоритового состава. Значительные перспективы связаны с посторогенными свекофенскими Элисенваарско-Вуоксинским шошонитовым (Кельясуо, Ритикка, Айттовуори, Алхо и др.) и Маткасальским пегматит-лейкогранитовым комплексами.

ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛАДОЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

Рассмотренные в книге новые результаты геолого-геофизических исследований, как нам кажется, позволяют существенно уточнить представления о структурно-тектоническом и глубинном строении земной коры Ладожской структуры и ее минерагении. Однако далеко не все поставленные прежде вопросы находят однозначные решения, и, кроме того, возникает много новых сложных вопросов частного и общего характера.

Уровень наших представлений о глубинном строении земной коры во многом зависит от научно-технического состояния и от степени детальности геофизических работ. Мы уже отмечали определенный прогресс в методике исследований, достигнутый в последние годы, а также большой объем проведенных здесь геолого-геофизических наблюдений. Однако работы оказались далеко не равноценными.

Опыт многолетних стационарных и эпизодических наблюдений за динамическим состоянием геологической среды, изменяющейся в пространстве и во времени, показал, что разрозненные и разобщенные исследования, как правило, не оправдывают ожиданий. Существующая изолированность, часто региональная замкнутость исследований затрудняют выработку крупных обобщений, на основании которых обычно формулируются фундаментальные современные проблемы геологии и геофизики. Последнее обстоятельство, видимо, мешает и созданию новых для региона карт тектонического, геодинамического, прогнозно-минерагенического содержания. И как следствие для ЛС до настоящего времени не появилась *единая геотектоническая концепция*, которая позволила бы по-новому выполнить комплексную интерпретацию новых фактов. По этой причине нередко возникают «произвольные домашние заготовки», часто весьма далекие от реальных представлений о геологии и геофизике недр. Тем не менее накопленная за многие годы информация о геологическом строении, геофизических и геохимических полях, данные сейсмологии уже сейчас позволяют создавать непротиворечивые модели земной коры и оценивать проявления современных геодинамических процессов, новейшей тектоники и палеосеймотектоники. Обобщенные модели среды нуждаются в уточнении и конкретизации, в ряде случаев и в их пересмотре исходя из новых теоретических представлений и данных о строении и геодинамике региона.

Все сказанное, актуальное и сегодня, заставляет специалистов геологов, геофизиков, геохимиков, сейсмологов, горняков выполнять частные совместные проекты прагматического содержания (конъюнктурные) для совершенно конкретных практически значимых районов. Имеются в виду, прежде всего, детальные структурно-тектонические наблюдения и мониторинг изменяющихся свойств геологической среды в районах крупных месторождений, внутри и в окрестностях промышленных и городских агломераций, в районах потенциальной платформенной сейсмичности.

Одним из серьезных достижений в изучении Фенноскандинавского щита и его окраинных зон следует считать достаточно убедительные доказательства их заметной современной тектонической подвижности. Это положение подтвердили и сейсмические события: Калининградское землетрясение магнитудой до пяти 21 сентября 2004 г. и Хибинское землетрясение 21 октября 2010 г., а также полевые наблюдения за микросейсмичностью конкретных локальных структур платформенного типа.

Изучение современных геодинамических процессов Восточно-Европейской платформы позволяет также существенно дополнить и переосмыслить геологические и тектонические представления по коренной геологии и минерагеническим процессам в кристаллической коре и в ее осадочном чехле. В частности, картирование скрытых зон ослабленной прочности (проницаемых зон), выявленных на платформе по сейсморазведочным и сейсмологическим данным, позволяет сейчас объяснить специфику эндогенной минерализации на Украинском щите и Воронежском массиве, по-новому оценить перспективы нефтегазоносности восточных регионов платформы и Предуралья.

Отсутствие серьезных исследований в прежние годы (теоретических, методических, экспериментальных), нацеленных на совмещение и увязку региональных и детальных данных (к примеру –

сейсмических геотраверсов и глубоких скважин), стало тормозом для последующего использования этой информации о больших глубинах коры и мантии и уникальных данных детального геолого-геофизического изучения вещества в пространстве скважин.

Необходимы систематические и долговременные наблюдения на тщательно выбранных полигонах (исходя из поставленных задач) с разным геологическим строением или с разными особенностями проявления современных геодинамических процессов. На этих полигонах можно проверять и сравнивать научные и практические представления, решать методические научные и аппаратурные задачи.

Одним из таких полигонов комплексных разнородных наблюдений может стать Ладожская протерозойская структура, уникальная в геолого-тектоническом и минерагеническом отношении, отчетливо выраженная в аномальных физических полях, в современных и палеосейсмических структурах. При этом предусматривается основная *цель исследования* – постановка, выполнение и истолкование полученных экспериментальных данных в рамках принятой модели геологической среды Ладожской протерозойской структуры на единых теоретической, методической и практической основах.

Теоретические задачи исследований:

- обоснование комплексирования методов и результатов геолого-геофизических, сейсмологических, геохимических и других возможных измерений для минимизации ошибок и учета их при последующем использовании конкретного метода или комплекса методов и данных;
- получение обоснованных представлений и построений согласованных геолого-геофизических моделей среды для последующей комплексной интерпретации данных;
- разработка новых и обновленных теоретических представлений о связи минерагении и глубинного строения с учетом современных геодинамических процессов на полигоне работ;
- совершенствование методологии минерагенического прогнозирования на основе всего комплекса геолого-геофизических данных;
- развитие теории металлогенических систем применительно к докембрию в условиях временной, геотектонической и коро-мантийной неоднородности геологической среды;
- исследование закономерностей возрастной и пространственной корреляции внутриплитного магматизма и рудогенеза в ЛС с орогенными эндогенными процессами в сопредельных с ней доменах.

Методические:

- разработка методов получения информации (геологических, геофизических, тектоно-структурных, геохимических, петрологических, геохронологических и др.) для решения практических и научных задач геологии, металлогении и геодинамики среды;
- оценка возможности получения (по методам и комплексно) количественных и качественных показателей строения и состояния геологической среды, включая металлогенические таксоны разного порядка;
- изучение поведения (степени подвижности и флюидопроницаемости) тектонических нарушений, в первую очередь разломов и сдвиговых дислокаций, а также современных и палеосейсмодислокаций, оценка точности полученных данных;
- выявление пространственных и временных вариаций: волнового поля – от взрывов и землетрясений; геофизических аномалий (магнитного, электрического, геотермического и др.), геохимических показателей подвижности и проницаемости среды;
- разработка методологии составления нового поколения геологических, геофизических и минерагенических карт и разрезов на базе современных ГИС-технологий;
- обоснование эффективных методических подходов при изучении полигенно-полихронных рудных систем с целью повышения достоверности металлогенических прогнозов в ЛС.

Практические:

- получение новых признаков (характеристик) строения и свойств геологической среды, выявление динамических геофизических аномалий, непрямо связанных с известными кинематическими характеристиками среды;
- изучение (в динамических полях) поведения разломных и блоковых структур и вещественных неоднородностей (в первую очередь месторождений) для оценки их подвижности и устойчивости;
- оценка напряженно-деформированного состояния среды ЛС в региональном и локальном полях тектонических напряжений;
- картирование и районирование геологической среды по комплексу признаков и выявление тех ее неоднородностей, которые предрасположены к минерагеническим процессам, газовой и флюидной проницаемости, геохимической и сейсмической активности;

- наблюдение и объяснение временных вариаций наблюдаемых физических и геохимических полей с использованием достоверных моделей эндогенных и внешних источников (в том числе внеземного происхождения);
- анализ и обобщение всей имеющейся информации, разработка новых приемов обработки данных и выбора наиболее рациональных направлений поисковых работ с использованием современных технологий (пространственно-статистические прогнозные модели, компьютерные экспертные системы, дистанционное зондирование и др.) поиска и оценки значимости рудных объектов;
- комплексное изучение и разработка геолого-генетических и поисковых моделей главных типов оруденения ЛС, в первую очередь связанных с ее наиболее перспективной металлогенической системой – континентально-рифтогенной Улялегло-Салминской;
- ревизионные геохимические и геохронологические исследования ЛС и оценка ее территории на нетрадиционные для нее стратегические виды минерального сырья (МПГ, Au, Sc, REE и др.) протерозойского и, возможно, фанерозойского возраста.

Предлагается разработать концепцию (стратегию) многоуровневой измерительной сети наблюдений за природными объектами и явлениями.

Стратегию измерений диктует геологический объект во всем многообразии его проявления, трехмерный в пространстве и развивающийся во времени. Неучет последнего фактора – времени (геологического, реального) – чреват серьезными ошибками при геологической интерпретации геофизических и других данных (например, МОВЗ, ОГТ, ГСЗ, сейсмология и потенциальные физические поля). Следовательно, при планировании комплексных экспериментов должны быть использованы одновременно все возможные средства регистрации глобальных, региональных, локальных объектов и явлений, по крайней мере, в опорных точках наблюдений. Этого можно достигнуть размещением опорной наблюдательной сети (точек, профилей, площадей) комплексных наблюдений, включающих, в свою очередь, все основные виды геологических, геофизических, геодезических, сейсмологических и других наблюдений и измерений. Разномасштабность сети должна быть адекватна наблюдаемым разноглубинным, разноранговым объектам и явлениям. Значит, каждый локальный объект будет иметь все необходимые региональные и локальные характеристики (структура полей, тренд явлений и т. п.). Система наилучшим образом «работает» (особенно на локальном и региональном уровнях) при учете индивидуальности и однородности структуры и свойств среды, в особенности ее нелинейных свойств, дискретности строения, изменчивости состояния, ее палео- и современного динамического состояния. Нелинейные структуры и явления особенно важны при выборе пунктов наблюдений и площадей комплексных геолого-геофизических работ.

Многомерность и разноплановость изучения геологических объектов требует повторных и (или) непрерывных (мониторинг) измерений, особенно если это касается прогнозирования динамически неустойчивых сред. Предлагается размещать сеть комплексных геолого-геофизических и сейсмологических наблюдений на основе идеи *глубинных динамических систем литосферы*.

Предлагаемая концепция содержится в *научной программе геодинамического эксперимента*, в которой предусматривается выявление *кинематических закономерностей*.

- Изучение типов напряженного состояния и видов коллективных движений ансамбля разноранговых структур земной коры: выявление «спектрального» состава коллективных движений, энергетического наполнения их и хаотических колебаний («хвост» спектра) в различных тектонических ситуациях. Создание на этой основе метода измерения тектонического состояния структуры.

- Изучение коллективных и хаотических движений тектонической структуры и слагающих ее элементов: поиск закономерностей тектонического режима, исследование взаимодействия тектонической структуры и ее элементов (целое и часть). Создание методов измерения геодинамического фона.

- Изучение природы аномалий физических полей, влияющих на скорость и проводимость упругих волн: выявление связи между аномалиями физических полей и коллективными движениями (возможно, скоростями коллективных движений) элементов земной коры.

- Разработка на основе этих закономерностей новых методов разведочной геофизики.

Одновременно с этим предусматривается выявление динамических закономерностей:

- Изучение природы механической энергии земной коры и ее связи с внутренней энергией: выявление условий преобразования мод движений элементов разлома в коллективное движение всего разлома, в том числе и когерентной моды (подвижки), а также выяснение связи их с тепловым полем и другими физическими полями.

– Исследование закономерностей взаимодействия разломов в земной коре как открытой системы (т. е. термодинамической системы, обменивающейся с окружающей средой веществом, а также энергией и импульсом).

– Исследование природы динамических границ в земной коре: выявление в приповерхностной части (0–10 км) условий возникновения, стабилизации и изменений, вплоть до исчезновения, границ, в том числе и вертикальных (квазивертикальных), между областями со стационарной кинематической устойчивостью, их связи со структурно-вещественными (геологическими) границами.

На современном этапе понимания строения и динамики среды сказанное можно выразить следующим образом:

– Геологические события прошлого и современные геодинамические процессы охватывают огромные пространства одновременно (в геологическом масштабе времени) или почти одновременно (в реальном времени).

– Это объясняется тем, что в геологических процессах участвуют крупномасштабные неоднородности активных объемов литосферы до глубины 200–300 и более км.

– При этом в каждом структурном этаже земной коры и верхней мантии такие геологические и геофизические процессы проходят в обстановке, характерной для того или иного глубинного раздела (уровня, слоя). Это легко заметить даже из обычного сопоставления явно не соответствующих разноточных процессов и явлений, контуров пространственно-временных аномалий физических полей.

– Одновременное существование в разных этажах коры и мантии «собственных» ансамблей неоднородностей среды является одним из замечательных элементов среды. Другим же важным ее свойством следует считать пространственно-временную неустойчивость, динамичность физического состояния среды, ее «подстраивание» под изменяющуюся геологическую историю Земли в целом, конкретного региона в частности.

– В геологической среде не существует изолированных (региональных или локальных) структурных неоднородностей, аномалий физических полей, процессов и явлений. Все они взаимосвязаны и взаимообусловлены динамически взаимодействующими системами глубинных геосфер, по-разному откликающимися на эндогенные и внешние воздействия.

– Эти положения должны учитываться при размещении наблюдательной сети и интерпретации полученных результатов.

– Стратегию таких измерений диктует геологический объект во всем многообразии его проявления – трехмерный в пространстве и развивающийся во времени.

Итак, кризис геотектонических идей, связанный главным образом с увлечением однобокой геодинамической концепцией, очевиден. Новая парадигма должна быть основана на результатах, казалось бы мало совместимых с коренной геологией, например, на данных сейсмологии (телесеисмики, сейсмотомографии и других, например, данных дистанционных и спутниковых наблюдений и геодезических измерений, в том числе в реальном времени).

Совмещение и комплексный анализ результатов традиционных и новых методов дадут наиболее интересные и неординарные построения для геологии больших и очень больших глубин. Последнее весьма важно для обновления представлений о причинах и процессах минерагенеза и конкретной минерации полезных ископаемых, что имеет принципиальное значение не только для Ладожского рудного района.

Лишь малая часть перечисленных вопросов была затронута в книге или это было сделано частично. Будем считать, что намеченные вопросы будущих исследований привлекут в наш регион и на территорию Ладожской протерозойской структуры коллективы новых, оригинально мыслящих научных работников и практиков разных специальностей. Поэтому самые интересные результаты нас ожидают впереди.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев И. А.* Благодороднометалльное оруденение массива Вялимяки (Северное Приладожье) // Материалы XVI конф. молодых ученых, посвящ. памяти К. О. Кратца. Апатиты, 2005. С. 244–247.
- Алексеев И. А.* Геология и рудоносность массива Вялимяки (Северное Приладожье). Дис. канд. ... геол.-минер. наук. СПб., 2008. 184 с.
- Алексеев И. А., Котова И. К.* Геологическое строение и рудоносность массива Вялимяки (Северное Приладожье) // Сб. трудов молодых ученых ИГГД РАН. СПб.: Изд-во Политехн. Ун-та, 2010. С. 47–82.
- Алексеев И. А., Котова И. К., Петров С. В.* Рудопроявление золота в массиве Вялимяки (Северное Приладожье) // Вестн. СПбГУ, сер. 7. 2005. Вып. 3. С. 107–110.
- Алексеев И. А., Кулешевич Л. В.* Благодороднометалльная минерализация массива Вялимяки (Северное Приладожье, Карелия) // Тр. КарНЦ РАН, сер. Геология докембрия. 2017. № 2. С. 60–72.
- Альхов А. С., Панова Е. Г.* Геохимическая характеристика цемента песчаников приозерской свиты, вмещающей урановое месторождение Карку (С. Приладожье) // Вестн. СПбГУ, сер. 7. 2010. Вып. 3. С. 11–17.
- Амантов А. В.* Геологические и геоморфологические особенности Ладожского озера // V Ладожский симпозиум, сб. науч. тр. конф. 2016. С. 37–43.
- Амантов А. В.* Геологическое строение осадочного чехла бассейнов Северо-Запада России // Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. СПб., 1992. С. 25–47.
- Амантов А. В.* Геология дочетвертичных образований и тектоника Ладожского озера // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 22–32.
- Амантов А. В.* Этапы геологического развития Ладожского озера // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера. СПб., 1993. С. 5–13.
- Амантов А. В., Амантова М. Г.* Моделирование послеледникового развития района Ладожского озера и восточной части Финского залива // Региональная геология и металлогения. 2017. № 69. С. 5–12.
- Амантов А. В., Амантова М. Г.* Развитие котловины Ладожского озера с позиций ледниковой теории // Региональная геология и металлогения. 2014. № 59. С. 5–14.
- Амантов А. В., Амантова М. Г., Рябчук Д. В. и др.* Проблемы голоценового развития Южного Приладожья // Региональная геология и металлогения. 2016. № 65. С. 37–49.
- Амантов А. В., Квасов Д. Д., Малаховский Д. Б.* Ладожское озеро: происхождение озерной котловины // История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки / Под ред. Д. Д. Квасова, Г. Г. Мартинсона, А. В. Раукаса. Л., 1990. 280 с.
- Амантов А. В., Спиридонов М. А.* Геология Ладожского озера // Сов. геология. 1989. № 4. С. 83–89.
- Амантов А. В., Спиридонов М. А.* О влиянии структуры окраины Балтийского щита на характер береговых зон Финского залива и Ладожского озера // Геологическое строение и развитие Балтийского моря и закономерности формирования минеральных ресурсов. Таллин, 1988. С. 7–10.
- Антоновская Л. И.* Отчет о геолого-съемочных работах Уксунлахтинской партии в Питкярантском и Сортавальском районах КФССР в 1945 г. Петрозаводск, 1946 // ТГФ РК.
- Аронскинд С. Ш., Курляндская Л. Н.* Исследования графитосодержащих пород Карелии: Отчет. Петрозаводск. 1970 // Архив КарНЦ РАН.
- Артамонова Н. А. и др.* Отчет о результатах поисков редких металлов в Северном Приладожье (участок Маткаселька) за 1981–85 гг. 1985 // ТГФ РК.
- Артамонова Н. А., Духовский А. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые Северо-Восточного Приладожья: Объединенный отчет по Импилахтинскому объекту ПГО «Севзапгеология» и объекту № 13 ЦОМЭ ВСЕГЕИ за 1984–89 гг. Ленинград, 1989 г. // Фонды ВСЕГЕИ.
- Багдасаров Ю. А.* Некоторые черты геохимической вертикальной зональности вольфрамового месторождения Кти-Теберда // Изв. АН СССР, сер. Геология. 1979. № 11. С. 107–115.
- Балашов Ю. А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
- Балтыбаев Ш. К.* Мигматитообразование в калиевой зоне Северного Приладожья: термодинамические режимы плавления и кристаллизации, геохимическое моделирование перераспределения химических элементов в системе субстрат – расплав // Тр. КарНЦ РАН, сер. Геология докембрия. 2012. № 3. С. 4–16.
- Балтыбаев Ш. К.* Свекофеннский ороген Фенноскандинавского щита: вещественно-изотопная зональность и ее тектоническая интерпретация // Геотектоника. 2013. № 6. С. 44–59.
- Балтыбаев Ш. К.* Флюидные включения и РТ-режим формирования лейкосом мигматитов натрового ряда в гранулитовой части Приладожья (Ю. Карелия) // Зап. ВМО. 2002. Ч. СXXXI, № 5. С. 22–39.

Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: СПбГУ, 2000. 200 с.

Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В., Шульдинер В. И. Мейерский надвиг – главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и свекофеннского комплекса в Приладожье, Балтийский щит // ДАН. 1996. Т. 348, № 3. С. 353–356.

Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Левченков О. А., Бережная Н. Г. О возрастном соотношении провинций калиевых и натровых мигматитов в свекофеннидах (Приладожье, Балтийский щит) // ДАН. 2002. Т. 383, № 4. С. 523–526.

Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Ризванова Н. Г. и др. О разной длительности формирования лейкосом мигматитов в K^+ и Na^+ зонах Северного Приладожья (юго-восток Свекофеннского пояса, Фенноскандинавский щит) // ДАН. 2014. Т. 459, № 3. С. 316–320.

Балтыбаев Ш. К., Ларионов А. Н., Левченков О. А. и др. U-Pb определение возраста лейкосом мигматитов с использованием метода SIMS по циркону и сопоставление с данными метода TIMS-ID по монациту // ДАН. 2009а. Т. 427, № 6. С. 943–946.

Балтыбаев Ш. К., Левский Л. К., Левченков О. А. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. М.: Наука, 2009б. 276 с.

Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А. Вулканиды в свекофеннидах Приладожья и результаты U-Pb, Pb-Pb датирования пород разного генезиса как основа для корреляции свекофеннских событий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 2. С. 3–19.

Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Бережная Н. Г. и др. Время и длительность свекофеннской плутонометаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита, Приладожье // Петрология. 2004а. Т. 12, № 4. С. 374–393.

Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Галанкина О. Л. Первые находки вулканидов в свекофеннидах Приладожья и их возраст // ДАН. 2004б. Т. 395, № 3. С. 371–375.

Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Глебовицкий В. А. и др. Датирование высокоглиноземистых метаморфических парагенезисов в калиевой зоне Приладожья (Балтийский щит) // ДАН. 2003. Т. 393, № 6. С. 793–796.

Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Глебовицкий В. А. и др. Длительность мигматитообразования в зоне гранулитовой фации метаморфизма свекофеннид Приладожья (юго-восток Балтийского щита) // ДАН. 2006. Т. 406, № 6. С. 797–800.

Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Глебовицкий В. А. и др. Оценка времени региональной постмигматитовой калишпатизации по данным U-Pb датирования монацита (метаморфический комплекс Северного Приладожья, Россия) // ДАН. 2010а. Т. 410, № 4. С. 529–532.

Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Глебовицкий В. А. и др. Первые мигматиты в зоне прогрессивного метаморфизма гнейсов Северного Домена Приладожья: U-Pb данные по монациту // ДАН. 2008. Т. 420, № 4. С. 504–506.

Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Глебовицкий В. А. и др. Полихронная природа метаморфической зональности по данным U-Pb, Pb-Pb-датирования метаморфических пород (Южная Карелия, Балтийский щит) // ДАН. 2005а. Т. 401, № 4. С. 496–499.

Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Глебовицкий В. А. и др. U-Pb-датирование циркона интрузии плагиогранитов в свекофеннидах юго-востока Балтийского щита: особенности верхнего и нижнего пересечения дискордии с конкордией // ДАН. 2005б. Т. 402, № 6. С. 800–803.

Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Левский Л. К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009в. 328 с.

Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Саватенков В. М. Скважина глубокого бурения на окраине Восточно-Европейской платформы: данные петрологического и изотопно-геохронологического изучения керна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010б. Т. 18, № 3. С. 3–128.

Балтыбаев Ш. К., Овчинникова Г. В., Глебовицкий В. А. и др. Каледонское время образования золото-содержащих сульфидных руд в раннепротерозойских габброидах Северного Приладожья // ДАН. 2017. Т. 476, № 2. С. 181–185.

Балтыбаев Ш. К., Овчинникова Г. В., Глебовицкий В. А. и др. От мигматитов к коровым гранитам: Pb-Pb изотопная система полевых шпатов – продуктов частичного плавления (Северное Приладожье, Фенноскандинавский щит) // ДАН. 2016а. Т. 468, № 4. С. 421–424.

Балтыбаев Ш. К., Ризванова Н. Г., Глебовицкий В. А. Бородинский массив калиевых порфировидных гранитов: результаты U-Pb датирования и обоснование тектонической позиции (Фенноскандинавский щит) // ДАН. 2016б. Т. 470, № 1. С. 67–71.

Балтыбаев Ш. К., Сальникова Е. Б., Глебовицкий В. А. и др. Кузнеченский массив калиевых порфировидных гранитов: результаты U-Pb датирования и обоснование тектонической позиции // ДАН. 2004в. Т. 398, № 4. С. 519–523.

Бантова М. А., Левковский Р. З., Шарков В. Е. Геология, вещественный состав и возраст пород салминского комплекса гранитов рапакиви и габбро-анортозитов // Сов. геология. 1975. № 7. С. 74–86.

Баранов В. Н. Отчет о результатах опережающей комплексной АГСМЭ-съемки м-ба 1 : 25 000 в пределах северной части Карельского перешейка и Северного Приладожья в 1991–95 гг. (Сортавальский объект). 1995.

Бархатов А. В., Скамницкая Л. С. Особенности обогащения и комплексного использования апатитовых руд Южной Карелии // Комплексное и рациональное использование минерального сырья Карелии. Петрозаводск, 1986. С. 24–40.

Бархатов А. В., Скамницкая Л. С. Технологическая оценка обогатимости апатитовых руд Райвмяки-Кайвоякского щелочного массива (Западное Приладожье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1981. С. 48–50.

Беляев А. М. Петрология вулканических пород формации рапакиви (о. Гогланд) // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 28–36.

Беляев А. М., Львов Б. К. Минералого-геохимическая специализация гранитов рапакиви Салминского массива // Вестн. ЛГУ. 1981. № 6. С. 15–24.

Бердичевский М. Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М.: Недра, 1968. 255 с.

Бердичевский М. Н., Дмитриев В. И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2010. 680 с.

Берзин Р. Г. и др. Построение геоэлектрического разреза земной коры по данным МТЗ на участке Тихвин-Молоково профиля 1-ЕВ. Пятое геофизическое чтение им. В. В. Федынского. 2002. Москва. ГЕОН. 1 с.

Бибикина Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинции Балтийского щита в раннем докембрии по данным U-Pb исследования сфенов и рутилов // Геохимия. 1999. № 8. С. 842–857.

Бискэ Н. С. Биогенные микроструктуры в шунгитовых породах Карелии // Тр. КарНЦ РАН. 2017. № 2. С. 96–110.

Бискэ Н. С. Графитовое оруденение Северного Приладожья (геологические и генетические особенности). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1987. 172 с.

Бискэ Н. С., Скамницкая Л. С. Графитовые руды Карелии и перспективы их промышленного использования // Комплексное освоение минеральных ресурсов Севера и Северо-Запада СССР (европейская часть): Материалы всесоюз. совещ. Петрозаводск, 1990. С. 127–130.

Бискэ Н. С., Скамницкая Л. С. Метаморфические критерии прогнозирования графитовых руд // Проблемы прогнозирования поисков и разведки месторождений нерудных полезных ископаемых: Сб. науч. тр. М., 1981. С. 142–143.

Бискэ Ю. С., Сумарева И. В., Шитов М. В. Хронология ладожской трансгрессии // Материалы V Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. М.: ГЕОС, 2007. С. 33–36.

Богатилов О. А. Анортозиты. М.: Наука, 1979. 232 с.

Богатилов О. А., Богина М. М., Бубнов С. Н. и др. Типы магм и их источники в истории Земли. Ч. 1: Магматизм и геодинамика – главные факторы эволюции Земли. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 398 с.

Богатилов О. А., Коваленко В. И., Шарков Е. В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: Связь во времени и пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.

Богатилов О. А., Шарков Е. В., Богина М. М. и др. Внутриплитный (внутриконтинентальный) и посторогенный магматизм Восточно-Европейской платформы как отражение эволюции континентальной литосферы // Петрология. 2009. Т. 17, № 3. С. 228–248.

Богачев А. И., Попов М. Г., Макарова Г. В. и др. Базитовые комплексы Приладожья // Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л.: Наука, 1976.

Богачев В. А., Иваников В. В., Козырева И. В. и др. U-Pb цирконовое датирование синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья // Вестн. СПбГУ. 1999а. Вып. 3. С. 23–33.

Богачев В. А., Иваников В. В., Филиппов Н. Б. Отчет по теме «Выделение петролого-геохимических эталонов магматических комплексов как индикаторов палеогеодинамических обстановок в Ладожской структурной зоне для геодинамического анализа при ГДП-200». СПб., 1999б // Фонды СЗРГЦ.

Богачев В. А., Салтыкова Т. Е., Буслович А. Л., Путинцева Е. В. Легенда Балтийской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) / Отчет. СПб., ТГФ. 2004. 94 с.

Богданов Ю. Б., Саватенков В. В., Иваников В. В., Франк-Каменцкий Д. А. Изотопный возраст вулкаников салминской свиты рифея // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург, 25–27 ноября 2003 г. СПб.: Центр информ. культуры, 2003. С. 71–72.

Борисов И. В. История горного дела северного Приладожья XVII в. – 1939 г. Сортавала, 2009.

Борисов П. А. Каменные строительные материалы Карелии. Петрозаводск, 1963. 367 с.

Бородулин Ю. Д., Инин А. П., Кищенко Н. Т., Клабуков Б. Н. Геофизические исследования в Северном Приладожье // Вопросы стратиграфии и магматизма докембрия Карелии. Петрозаводск, 1990. С. 48–54.

Борщевский Ю. А., Апельцин Ф. Р., Борисова С. Л., Кудрина М. А. Изотопный состав кислорода шеелитов из вольфрамовых месторождений различных генетических типов // Геология рудных месторождений. 1979. № 1. С. 62–71.

Бубнова Т. П., Гаранжа А. В., Скамницкая Л. С. Технологическая минералогия ставролитовых сланцев паякъярвинской свиты (Северное Приладожье) // Современная минералогия: от теории к практике: Материалы конф. СПб., 2010. С. 315–317.

- Буканов В. В. Цветные камни: Энциклопедия. СПб., 2008. 416 с.
- Ваньян Л. Л. О роли вертикального и горизонтального скин-эффекта в методе частотных зондирований // Физика Земли. 1996. № 1. С. 45–47.
- Ваньян Л. Л. Электроманнитные зондирования. М.: Научный мир, 1997. 219 с.
- Ваньян Л. Л., Хиндман Р. Д. О природе электропроводности консолидированной коры // Изв. РАН. Физика Земли. 1996. № 4. С. 5–11.
- Вардьянц И. Л. Расчеты методом сеток магнитотеллурических полей над двумерно-неоднородными средами // Вопросы геофизики. Вып. 27, ч. 1. Л., 1978. С. 36–40. Вып. 28, ч. 2. Л., 1979. С. 40–50.
- Варенцов И. М., Соколова Е. Ю., Мартанус Е. Р., Наливайко К. В. Методика построения передаточных операторов ЭМ поля для массива синхронных зондирований BEAR // Физика Земли. 2003. № 2. С. 30–50.
- Васин Н. Д. Геоэлектрическая характеристика разреза юго-западной Карелии // Записки Горного института. 1988. Т. 113. С. 57–63.
- Васин Н. Д., Ковтун А. А., Попов М. К. Ладожская аномалия электропроводности // Строение литосферы Балтийского щита / Отв. ред. Н. В. Шаров. М.: ВИНТИ, 1993. С. 69–71.
- Великославинский Д. А. Происхождение порфировидных микроклиновых гранитов Северного Приладожья и Карельского перешейка // Записки ВМО. 1999. Ч. СХХVIII, № 3. С. 14–30.
- Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 190 с.
- Великославинский Д. А., Биркис А. П., Богатиков О. А. и др. Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1978. 296 с.
- Великославинский Д. С. Метаморфические зоны в Северном Приладожье и оценка температур метаморфизма кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 61–70.
- Величкин В. И., Кушнеренко В. К., Тарасов Н. Н. и др. Геология и условия формирования месторождения типа «несогласия» Карку в Северном Приладожье // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47, № 2. С. 99–126.
- Верзилин Н. Н., Клейменова Г. И. К вопросу о проблемах понимания Ладожской трансгрессии и образования реки Нева // Изв. Русского геогр. об-ва. 2012. Т. 144, вып. 4. С. 33–41.
- Верзилин Н. Н., Клейменова Г. И., Севастьянов Д. В. Трансформация гидрографической сети и лимногляциальных комплексов Карельского перешейка в позднепоследниковье // Вестн. СПбГУ, сер. 7. 2005. Вып. 2. С. 40–50.
- Вернадский В. И. Заметки о распространении химических элементов в земной коре // Известия Императорской Академии Наук, сер. VI. 1910. Т. IV, № 14. С. 1129–1148.
- Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита // Геохимия. 1959. № 7. С. 577–603.
- Вишневский С. А., Афанасьев В. П., Аргунов К. П., Пальчик Н. А. Импактные алмазы: их особенности, происхождение и значение. Новосибирск: СО РАН, 1997. 110 с.
- Вишневский С. А., Иващенко В. И., Райтала Й. и др. Ударно-метаморфизованное углеродистое вещество и вмещающие импактиты из астроблемы Янисъярви, Карелия: новые данные // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 185–192.
- Вишневский С. А., Пальчик Н. А. Графит в породах Попигаической структуры: разрушение и переход в другие фазы системы углерода // Геология и геофизика. 1975. Т. 26, № 1. С. 67–75.
- Вишневский С. А., Пальчик Н. А., Мороз Т. Н., Леонова И. В. Ударный метаморфизм углеродистого вещества в импактитах астроблемы Янисъярви (Карелия) // ДАН. 2002. Т. 387, № 5. С. 674–677.
- Власова Д. К., Жариков В. А. Контактво-инфильтрационные скарны Чорух-Дайрона // Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975. С. 5–80.
- Волков В. С. Изучение шеелита Латвасюрского и Коммунарковского рудопоявлений (Северное Приладожье) // Вопросы геохимии и типоморфизм минералов. Вып. 2. Л.: ЛГУ, 1978. С. 65–69.
- Вревский А. Б., Матреничев В. А., Сергеев С. А. и др. Геохронологическое и изотопно-геохимическое обоснование энсиалической природы супракрустальных образований сортавальской серии в зоне сочленения Карельского и Свекофеннского геоблоков Фенноскандинавского щита // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Тр. III Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. М.: ИГЕМ РАН, 2006. С. 168–174.
- Вярюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., 1959. 295 с.
- Гавриленко В. В., Калиничева Г. И. Геохимия вольфрамового оруденения в областях развития метаморфизма и гранитизации. Л.: ЛГУ, 1991. 248 с.
- Гавриленко В. В., Калиничева Г. И., Скублов Г. Т. О вольфрамоносности Северо-Западного Приладожья // Сов. геология. 1980. № 12. С. 52–59.
- Гавриленко В. В., Марин Ю. Б. Закономерности размещения и признаки крупных и уникальных месторождений олова и редких металлов // Региональная геология и металлогения. 2001. № 13–14. С. 54–69.

Ганин В. А. Отчет о групповой геологической съемке и доизучении масштаба 1 : 50 000 в южной части Западно-Карельской синклинирной зоны в Суярвском районе КАССР (листы Р-36-51, 52, 53, 63, 64 (А, Б), 65 (А, Б) за 1974–1978 гг. Петрозаводск, 1978 // ТГФ РК.

Гаськов И. В., Владимиров А. Г., Ханчук А. И. и др. Особенности распределения индия в рудах некоторых полиметаллических и оловосульфидных месторождений Сибири и Дальнего Востока России // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59, № 1. С. 62–74.

Гейко В. С. Тейлорово приближение волнового уравнения и уравнения эйконала в обратных сейсмических задачах // Геофиз. журн. 1997. Т. 19, № 3. С. 48–68.

Геология астроблем / В. Л. Масайтис, А. Н. Данилин, М. С. Машак и др. Л.: Недра, 1980. 231 с.

Геология и петрология свекофеннид Приладожья / Под ред. В. А. Глебовицкого. СПб.: СПбГУ, 2000. 200 с.

Геология Карелии / Отв. ред. В. А. Соколов. Л.: Наука, 1987. 231 с.

Геофизические исследования докембрийских образований Карелии. Петрозаводск: Карельское книжное изд-во, 1968. 99 с.

Герасимова Е. И. Минеральное разнообразие метасоматитов и поздних гидротермальных образований рудных месторождений Питкярантского района (Южная Карелия, Россия) // Минеральное разнообразие – исследование и сохранение. Вып. 4. София, 2009. С. 67–74.

Гидротермальный рудогенез океанского дна / Ю. А. Богданов, А. П. Лисицин, А. М. Сагалевич, Е. Г. Гурвич; Ин-т океанологии им. П. П. Ширшова. М.: Наука, 2006. 527 с.

Гинтов О. В., Оровецкий Ю. Л., Голуб В. Н. Сортавальский глубинный магматический диапир // Тез. докл. IV регион. совещ. по европ. части СССР. Петрозаводск, 1987. С. 31–32.

Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных поясах. М.; Л., 1973. 127 с.

Глебовицкий В. А. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Глебовицкий В. А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 7–37.

Глебовицкий В. А. Физико-химические и геологические связи метаморфизма и тектоники в раннем докембрии // Геотектоника. 1996. № 5. С. 27–42.

Глебовицкий В. А., Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Бережная Н. Г. Время, длительность и РТ-параметры полистадийного метаморфизма свекофеннид Приладожья (Балтийский щит) (по данным термобарометрии и U-Pb геохронологии) // ДАН. 2002. Т. 384, № 5. С. 660–664.

Глебовицкий В. А., Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А. и др. Главная стадия плутоно-метаморфической активности в Приладожье: результаты определения изотопного возраста // ДАН. 2001. Т. 377, № 5. С. 667–671.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.

Голод М. И., Клабуков Б. Н., Гришин А. С. Электропроводность горных пород Карелии // Петрофизические исследования Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1979. С. 124–134.

Голубев А. И., Иващенко В. И. Прогнозная оценка ресурсной базы благородных металлов в перспективных рудных районах Карельского региона // Тр. КарНЦ РАН, сер. Геология докембрия. 2017. № 2. С. 42–59.

Голубев А. И., Светов А. П., Свириденко Л. П. Субвулканические образования плагиогранитной серии Северного Приладожья // Магматизм и металлогения докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, 1983. С. 7–11.

Гончаров А. Г., Кальнин К. А., Лизинский М. Д. и др. Сейсмогеологическая характеристика земной коры Карелии // Проблема комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 53–84.

Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Усенко О. В. Тепловое поле Центральной и Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Вып. 2. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 624–658.

Гордукалов А. И., Барабанов В. Ф. Типоморфные особенности шеелита Северо-Западного Приладожья // Вестн. ЛГУ, сер. Геол.-геогр. 1980. Вып. 2, № 12. С. 36–42.

Горобец Б. С., Кудрина М. А. Типоморфные особенности шеелита по спектрам фотолюминесценции редких земель // Конституция и свойства минералов. Вып. 10. М.: Наука, 1976. С. 82–88.

Горцевский А. А., Поликарпов В. И. Геолого-генетические модели некоторых месторождений в структурно-стратиграфических несогласиях Приладожья // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. М.: ВИМС, 1994.

Горшкова Н. В., Сергиенко Е. С. Исследование магнитной восприимчивости импактных пород астроблемы Янисъярви (Карелия) // Геофизические методы исследования Земли и ее недр. СПб.: Соло, 2016. С. 30–38.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Р-(35)-37-Петрозаводск. Объяснительная записка. ВСЕГЕИ, 2000. 322 с.

Гранатовые руды Карелии / В. В. Щипцов, Т. П. Бубнова, Л. С. Скамничкая и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. 208 с.

Григорьева Л. В., Шинкарев Н. Ф. Условия образования купольных структур в Приладожье // Изв. АН СССР, сер. Геол. 1981. № 3. С. 41–51.

- Гришин А. С. Геоблоки Балтийского щита. Петрозаводск: Карелия, 1990. 112 с.
- Гродницкий Л. Л. Гранитные пегматиты Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. 296 с.
- Громова З. Т. Отчет Южно-Карельской экспедиции о поисково-разведочных работах по выявлению природы Велимякской магнитной аномалии. 1951 // Фонды КГЭ.
- Гульбин Ю. Л. Р-Т тренды и моделирование эволюции минерального состава метapelитов Северного Приладожья в системе MnNCKFMASH // Зап. РМО. 2014. № 6. С. 34–53.
- Гурский Д. С., Войновский А. С., Колосовская В. А. и др. Минералогическая специализация магматических комплексов и эпохи рудообразования Украинского щита // Минер. журн. 2000. Т. 22, № 2/3. С. 5–11.
- Данилевская Л. А., Скамницкая Л. С., Щипцов В. В. Кварцевое сырье Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 226 с.
- Дегтярев Н. К. Отчет о результатах поисков апатитовых руд на Элисенваарском участке в 1985–87 гг. 1987 // ТГФ РК.
- Дегтярев Н. К. и др. Отчет о результатах поисков апатитовых руд на Элисенваарском участке в 1985–1987 гг. // Карельская КГРЭ. ВГФ, 1987.
- Довбуш Т. И., Скобелев В. М., Степанюк Л. М. Результаты изучения докембрийских пород западной части Украинского щита Sm-Nd изотопным методом // Минер. журн. 2000. Т. 22, № 2/3. С. 132–142.
- Духовский А. А., Артамонова Н. А. Объемная модель и рудоносность гнейсо-гранитовых структур Балтийского щита (на примере Северного Приладожья) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36, № 6. С. 554–564.
- Ефремова С. В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. М.: Недра, 1985. 511 с.
- Жамалетдинов А. А. Магнитотеллурический метод изучения строения массивов горных пород: Учебное пособие. Апатиты, 2014. 103 с.
- Жамалетдинов А. А. Модель электропроводности литосферы по результатам исследований с контролируемыми источниками поля (Балтийский щит, Русская платформа). Л.: Наука, 1990. 159 с.
- Жамалетдинов А. А. Теория и методика глубинных электромагнитных зондирований с мощными контролируемыми источниками (опыт критического анализа). СПб.: СПбГУ, 2012. 163 с.
- Жамалетдинов А. А., Ковтун А. А. Схема электропроводности северо-восточной части Балтийского щита. Параметры «нормального» разреза // Строение литосферы Балтийского щита / Под ред. Н. В. Шарова. М.: МГК РАН, 1993. С. 86–88.
- Жамалетдинов А. А., Колесников В. Е., Скороходов А. А. и др. Результаты электропрофилеирования на постоянном токе в комплексе с АМТЗ по профилю, пересекающему Ладожскую аномалию // Тр. КарНЦ РАН. 2018. № 2. С. 91–110.
- Жамалетдинов А. А., Кулик С. Н. Крупнейшие аномалии электропроводности мира // Геофиз. журн. 2012. Т. 34, № 4. С. 22–39.
- Жариков В. А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 220–302.
- Жданов М. С. Электроразведка. М.: Недра, 1986. 316 с.
- Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. Л.; М., 1937. 406 с.
- Зарайский Г. П., Балашов В. Н. К структуре количественной генетической модели грейзенового месторождения // Геология рудных месторождений. 1987. № 6. С. 3–13.
- Земная кора восточной части Балтийского щита / Под ред. К. О. Кратца. Л.: Наука, 1978. 231 с.
- Зискинд М. С. Декоративно-облицовочные камни. Л.: Недра, 1989. 255 с.
- Иваников В. В., Конопелько Д. Л., Пушкарев Ю. Д. и др. Апатитоносные калиевые ультрамафит-мафиты Приладожья – рифейские рифтогенные или раннепротерозойские посторогенные образования? // Вестн. СПбГУ, сер. 7, Геология, география. 1998. Вып. 4, № 28. С. 76–81.
- Иваников В. В., Конопелько Д. Л., Тетерина Т. И. Геолого-геофизические и петрографические особенности апатитоносного Вуоксинского плутона // Вестн. СПбГУ, сер. 7, Геология, география. 1995. Вып. 4. С. 44–52.
- Иваников В. В., Филиппов Н. Б., Богачев В. А., Кольцов А. А. Метавулканиты окаймленных куполов Северного Приладожья – покровы платобазальтов или офиолитовые надвиги? // Докембрий Северной Евразии: Тез. докл. Междунар. совещ. 15–18 апреля 1997 г. СПб.: ИГГД РАН, 1997. С. 36–37.
- Иваников В. В., Филиппов Н. Б., Богачев В. А., Мурадымов Г. Ш. Минералого-геохимические признаки офиолитовой ассоциации в Приладожье // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Материалы междунар. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. С. 53–54.
- Иванов А. А. Месторождение альмандина Кителя // Тиетта. 2016. № 4 (38). С. 61–64.
- Иващенко В. И. Главные рудноформационные типы редкометального оруденения Карелии // Геология рудных месторождений. 2016а. Т. 58, № 2. С. 189–194.
- Иващенко В. И. Минералого-геохимические признаки рудной специализации скарнов Питкярантского рудного района (Южная Карелия, Россия) на редкие и благородные металлы // Зап. РМО. 2016б. № 2. С. 74–95.
- Иващенко В. И. Первые находки анальцимовых лампрофиров в Карелии // ДАН. 1999. Т. 364, № 2. С. 219–222.

- Иващенко В. И.* Скарновое оруденение олова и вольфрама южной части Балтийского щита (минералогия, петрография, генезис). Л.: Наука, 1987. 240 с.
- Иващенко В. И.* Типы вольфрамового оруденения Балтийского щита // Изв. АН СССР, сер. Геология. 1982. № 6. С. 97–108.
- Иващенко В. И., Валкама М., Сундблад К. и др.* Новые данные по минералогии и металлогении скарнов Питкярантского рудного района // ДАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 229–233.
- Иващенко В. И., Голубев А. И.* Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 368 с.
- Иващенко В. И., Лавров О. Б.* благороднометальное оруденение Юго-Западной Карелии // Проблемы золотоносности и алмазности Севера европейской части России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 44–51.
- Иващенко В. И., Лавров О. Б.* Лампрофировые дайки района Акионсалми-Калто (Западное Приладожье) // Вопросы геологии и магматизма Карелии. Петрозаводск, 1993. С. 79–82.
- Иващенко В. И., Лавров О. Б.* Минералогические особенности каолиновых образований хут. Пролонваара (оз. Малое Янисъярви) // Геология и магматизм Карелии. Петрозаводск, 1995. С. 31–33.
- Иващенко В. И., Лавров О. Б.* Новое – Иокирантское поле редкометальных пегматитов в Приладожье (Карелия) // Геология рудных месторождений. 1993. № 6. С. 544–546.
- Иващенко В. И., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И.* Перспективы рудоносности (Ni, Cu, Pt, Pd, Au) Кааламского и Велимякского массивов Северного Приладожья // Проблемы рудогенеза докембрийских щитов: Материалы Всерос. конф. Апатиты: КНЦ РАН, 2008а. С. 98–101.
- Иващенко В. И., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И.* Рудная минерализация малых интрузий кааламского типа СЗ Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1998. С. 51–57.
- Иващенко В. И., Овчинникова Л. В., Вороновский С. Н.* О генезисе и возрасте апатитоносных пород Элисенваарского массива // ДАН СССР. 1985. Т. 280, № 4. С. 973–977.
- Иващенко В. И., Ручьев А. М., Голубев А. И.* Два типа благороднометалльной минерализации в Кааламском массиве (Карелия) // ДАН. 2016. Т. 468, № 2. С. 183–188.
- Иващенко В. И., Ручьев А. М., Лавров О. Б. и др.* Эндеогенная золоторудная система Суйстамского плутонического комплекса (Северное Приладожье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 127–146.
- Иващенко В. И., Ручьев А. М., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И.* Петрогенетические особенности золоторудного проявления Алатту (Карелия) // Проблемы магматической и метаморфической петрологии: Тез. докл. X науч. чтений пам. проф. И. Ф. Трусовой. М.: МГРИ, 2000. С. 12–13.
- Иващенко В. И., Ручьев А. М., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И.* Рудопоявление Пякюля – новый высокоперспективный тип благороднометального оруденения в докембрии Карелии // ДАН РАН. 2002. Т. 384, № 2. С. 232–237.
- Иващенко В. И., Ручьев А. М., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И.* Рудопоявление Пякюля – новый перспективный благороднометалльный объект в Приладожье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 40–53.
- Иващенко В. И., Сундблад К., Торицин А. Н. и др.* Золоторудное проявление Райконкоски – новый высокоперспективный тип комплексного благороднометального оруденения в протерозое Карелии // ДАН. 2008б. Т. 422, № 5. С. 645–651.
- Импактиты* / А. А. Маракушев (ред.). М.: МГУ, 1981. 240 с.
- Исанина Э. В., Крупнова Н. А., Шаров Н. В.* Сейсмические исследования на юго-восточном склоне Балтийского щита: возможность комплексирования // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: Материалы 14-й междунар. конф. 27–31 октября 2008 г. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. Ч. 1. С. 240–242.
- Исанина Э. В., Крупнова Н. А., Шаров Н. В.* Сейсмологические исследования МОВЗ на юге Карелии // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 60–76.
- Казаков А. Н.* Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 237 с.
- Кайряк А. И., Хазов Р. А.* Иотнийские образования северо-восточного Приладожья // Вестник ЛГУ, сер. Геол. и геогр. 1967. Вып. 2 (12). С. 62–72.
- Калита А. П.* Редкоземельные пегматиты Алакургити и Приладожья. М., 1981. 119 с.
- Камаев Д. Н., Арчугов С. А., Михайлов Г. Г.* Исследование и термодинамическое описание системы ZrO_2-SiO_2 // Изв. Челябинского научного центра УрО РАН. 2004. № 4. С. 39–43.
- Каминский А. Е.* 2D программа двумерной интерпретации данных метода сопротивлений и вызванной поляризации. СПб.: Zond Geophysical Software, 2010. 139 с.
- Каминский Ф. В., Саблуков С. М.* Нетрадиционные месторождения алмазов // Наука в России. 2002. № 1. С. 4–12.
- Каракин А. В., Курьянов Ю. А., Павленкова Н. И.* Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки / Под ред. О. Л. Кузнецова М.: Гос. науч. центр РФ. ВНИИгеосистем, 2003. 222 с.

- Кианитовые руды России* / В. Н. Огородников, В. А. Коротеев, Ю. Л. Войтеховский и др. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. 335 с.
- Кицул В. И.* Петрология карбонатных пород ладожской формации. М.: АН СССР, 1963. 171 с.
- Кищенко Н. Т.* Физические свойства докембрийских образований Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1991. 65 с.
- Кищенко Н. Т., Гришин А. С.* Петрофизика структурно-вещественных комплексов юго-восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1991. 70 с.
- Клабуков Б. Н.* Возможности петроэлектрики в изучении земной коры Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 127–134.
- Клабуков Б. Н., Голод М. И.* Исследования электрических свойств горных пород Северной Карелии при высоких температурах // Петрофизические исследования Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1979. С. 147–156.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород.* М.: Недра, 1981. 160 с.
- Коваленкер В. А.* Контуры генетической модели эпитегрмального рудогенеза: минералогические, термобарогеохимические, изотопные и возрастные ограничения // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы Всерос. симпозиума. Т. 2. М.: ИГЕМ РАН, 2002. С. 270–272.
- Коваленко В. И., Наумов В. Б., Ярмолюк В. В., Дорофеева В. А.* Летучие компоненты (H₂O, CO₂, Cl, F, S) в базитовых магмах различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавленных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000. Т. 8, № 2. С. 131–164.
- Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Будников С. В. и др.* Гранитоиды Югодзырского района (юго-восточная Монголия) и связь с ними W-Мо оруденения // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41, № 5. С. 404–424.
- Ковтун А. А.* Строение коры и верхней мантии на северо-западе Восточно-Европейской платформы по данным магнитотеллурических зондирований. Л.: ЛГУ, 1989. 284 с.
- Ковтун А. А., Вагин С. А., Варданянц И. Л.* Строение коры и мантии по профилю Суоярви – Выборг по магнитотеллурическим данным // Вестн. СПбГУ, сер. 4. 1998. Вып. 4. С. 25–34.
- Ковтун А. А., Вагин С. А., Варданянц И. Л. и др.* Особенности строения Карельского региона по данным геоэлектрических исследований // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 102–129.
- Ковтун А. А., Варданянц И. Л., Успенский Н. И.* Сопоставление сейсмической и геоэлектрической моделей Ладожско-Ботнической аномальной зоны // Вопросы геофизики. 2011. Вып. 44. С. 124–133.
- Козлов Е. А., Жугин Ю. Н., Литвинов Б. В. и др.* Изменение химического состава минералов при ударно-волновом нагружении: Препринт № 151. Снежинск: РФЯЦ-ВНИИТФ, 1998. 35 с.
- Колесник Н. Н.* Типизация блоковых структур Южной Карелии на основе анализа геофизических и петрофизических данных // Петрофизические исследования на щитах и платформах. Апатиты, 1985. С. 97–100.
- Колесников В. Е.* Многоэлектродная электроразведка с применением методики внутреннего скользящего контакта – опыт численного 2D моделирования // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52, № 3. С. 27–34.
- Колобов В. В., Куклин Д. Н., Шевцов А. Н.* Семиканальная цифровая станция частотного зондирования КВВН-7 // Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов: Тр. Всерос. (с междунар. участием) конф. Апатиты: КНЦ РАН, 2009. С. 70–173.
- Колодяжный С. Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое / Отв. ред. М. Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.
- Кольская сверхглубокая.* Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / Отв. ред. Е. А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.
- Кольская сверхглубокая.* Научные результаты и опыт исследований / Гл. ред. В. П. Орлов, Н. П. Лаверов. М., 1998. 260 с.
- Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита* / Под ред. О. А. Богатикова. Л.: Наука, 1988. 192 с.
- Кононова В. А., Левский Л. К., Первов В. А. и др.* Pb-Sr-Nd изотопные характеристики мантийных источников калиевых ультрабазитов и базитов севера Восточно-Европейской платформы // Петрология. 2002. Т. 10, № 5. С. 493–509.
- Кононова В. А., Первов В. А., Парсаданян К. С.* Гетерогенная мантия севера Восточно-Европейской платформы (по данным изотопного состава Sr и Nd в высокомагнезиальных щелочных породах) // ДАН. 1999. Т. 364, № 6. С. 810–812.
- Конопелько Д. Л.* Посторогенные интрузии Северо-Западного Приладожья со специальным рассмотрением апатитоносных калиевых ультрамафитов: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. 1997.
- Конопелько Д. Л., Левченко О. А.* Возраст Вуоксинского массива, Приладожье: Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. СПб., 1996. 33 с.
- Конопелько Д. Л., Степанов К. И., Петров С. В., Пупков О. М.* Гипабиссальный габбро-плагиогранитный комплекс Северного Приладожья // Вестн. СПбГУ, сер. 7, Геол. и геогр. 1999. Вып. 4, № 28. С. 21–31.
- Кориковский С. П.* Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 264 с.
- Коробейников С. Н.* Нелинейное деформирование твердых тел. Новосибирск: СО РАН, 2000. 262 с.

- Корья Т., Лахти И., Педерсен Л. Коровая проводящая структура вдоль профиля SVEKA в Центральной части Балтийского щита // Строеение и динамика Восточной Европы. Вып. 2. М.: Геокарт. Геос, 2006. С. 113–121.
- Костицин Ю. А. Происхождение редкометалльных гранитов: изотопно-геохимический подход: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. ИМГРЭ. М., 2002. 43 с.
- Костомукинский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. В. Я. Горьковец, Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 322 с.
- Котов А. Б., Бибикова Е., Неймарк Л. и др. О продолжительности тектоно-метаморфических циклов (ТМЦ) // Структурный анализ метаморфических циклов: Докл. Иркутск, 1992. С. 11–12.
- Котов А. Б., Саморукова Л. М. Эволюция гранитообразования в тектоно-магматических циклах раннего докембрия (по данным структурно-петрологических и термобарогеохимических исследований). Л., 1990. 159 с.
- Котова И. К., Гордон Ф. А., Котов С. Р. Строеение разреза и состав пород питкьярнтской свиты северо-восточного обрамления Импилахтинского купола (Северное Приладожье) // Вестн. СПбГУ, сер. 7. 2011. Вып. 4. С. 28–49.
- Котова Л. Н., Котов А. Б., Глебовицкий В. А. и др. Источники и области сноса метатерригенных пород ладожской серии (Свекофеннский складчатый пояс, Балтийский щит): результаты геохимических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17, № 1. С. 3–22.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии // Тр. ЛАГЕД АН СССР. Вып. 16. Л., 1963. 210 с.
- Крымский Р. Ш. Возраст и источники рудного вещества олово-вольфрамовых месторождений Сихотэ-Алиня на основании Sm-Nd и Rb-Sr изотопных данных: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. ИГТД РАН. СПб., 1997. 26 с.
- Кудрина М. А. К вопросу о типохимизме шеелита // Зап. ВМО. 1975. Ч. 104, № 6. С. 742–744.
- Кудрина М. А. Ниобий и тантал в шеелитах // Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1976. С. 178–183.
- Кузнецов Д. Д., Субетто Д. А., Сапелко Т. В., Лудикова А. В. Гидрографическая сеть северной части Карельского перешейка в голоцене по данным о строении отложений малых озер // Геоморфология. 2015. № 1. С. 54–69.
- Кулаковский А. Л., Морозов Ю. А., Смольская А. И. Стресс-метаморфизм и стресс-метаморфиты в докембрии Приладожья // Тр. КарНЦ РАН. 2015а. № 7. С. 19–35.
- Кулаковский А. Л., Морозов Ю. А., Смольская А. И. Тектонический стресс как дополнительный термодинамический фактор метаморфизма // Геофизические исследования. 2015б. Т. 16, № 1. С. 44–68.
- Куликов В. С., Светов С. А., Слабунов А. И. и др. Геологическая карта юго-восточной Фенноскандии масштаба 1 : 750 000: новые подходы к составлению // Тр. КарНЦ РАН. 2017. № 2. С. 3–41.
- Купцова А. В. Особенности строения и эволюция рифейских ураноносных бассейнов: Пашско-Ладожского, Восточно-Анабарского и Атабаска: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2012. 22 с.
- Купцова А. В., Худолей А. К., Дэвис В. и др. Возраст и источники сноса песчаников приозерской и салминской свит рифея в восточном борту Пашско-Ладожского бассейна (южная окраина Балтийского щита) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19, № 2. С. 3–19.
- Кушнеренко В. К., Пичугин В. А., Поликарпов В. И., Шариков П. И. Урановое месторождение Карку – первое месторождение «типа несогласия» в России // Уран на рубеже веков: природные ресурсы, производство, потребление. Тез. докл. Междунар. симпози. по геологии урана. Москва, 29 ноября – 1 декабря 2000 г. М., 2000. С. 56–57.
- Кушнеренко В. К., Шустов Б. Н., Громов Ю. А., Петров Ю. В. Шестьдесят лет поисков уранового сырья на Северо-Западе России // Разведка и охрана недр. 2005. № 10. С. 18–29.
- Лаврентьев М. М., Романов В. Г., Шишатский С. П. Некоторые проблемы математической физики и анализа. М.: Наука, 1980. 286 с.
- Лавров О. Б. благороднометалльная минерализация Cu-S руд Кааламского массива // Золото Фенноскандинавского щита: Материалы Междунар. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. С. 112–116.
- Лавров О. Б. Продуктивные и сопутствующие минеральные ассоциации в рудопроявлении Пякюля (Северное Приладожье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 60–64.
- Лавров О. Б., Кулешевич Л. В. Перспективы поисков платиноидов в массивах Кааламского дифференцированного комплекса (Северное Приладожье, Карелия) // Отечественная геология. 2016. № 3. С. 46–56.
- Ладнер А. И., Смирнов И. П., Ладнер Г. А. Отчет о геолого-поисковых работах на никель, апатит и др., проведенных Западно-Ладожским отрядом в Лахденпохском р-не Карельской АССР в 1977–1984 гг. // Карельская КГРЭ. ВГФ, 1984.
- Ладнер Г. А. Геология массива Оаярви на Карельском перешейке // Вестн. ЛГУ, сер. 7, Геол. и геогр. 1983. № 12.
- Ладожское озеро / Под ред. Г. С. Бискэ. Петрозаводск, 1978. 203 с.
- Ладожское озеро и достопримечательности его побережья: Атлас / Ред. В. А. Румянцев. СПб.: Нестор-История, 2015. 200 с.
- Лазарева Н. В. Некоторые особенности поведения естественного электромагнитного поля на южном склоне Балтийского щита // Вопросы разведочной геофизики. Вып. 6. Л.: Недра, 1967.
- Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.

- Ларин А. М.* Особенности проявления зональности минерализации в Питкярантском районе // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55, вып. 3. С. 73–82.
- Ларин А. М.* Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: типизация, тектоническое положение и металлогения // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург, 25–27 ноября 2003 г. СПб., 2003. С. 257–260.
- Ларин А. М., Амелин Ю. В., Неймарк Л. А.* Возраст и генезис комплексных скарновых руд Питкярантского рудного района // Геология рудных месторождений. 1991. № 6. С. 15–33.
- Ларин А. М., Неймарк Л. А., Гороховский Б. М., Овчинникова Г. В.* Связь комплексного скарнового оруденения Питкярантского района с гранитами рапакиви Салминского массива по Rb-изотопным данным // Изв. АН СССР, сер. Геол. 1990. № 5. С. 47–57.
- Лебедев В. А., Аракелянц М. М., Гольцман Ю. В., Олейникова Т. И.* Геохронология процессов магматизма, метасоматизма и рудообразования в Верхнеурумийском рудном поле (Хабаровский край, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41, № 1. С. 70–83.
- Левцкий В. И.* Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: ГЕО, 2005. 340 с.
- Левченков О. А., Богданов Ю. Б., Комаров А. Н.* Изотопный возраст кварцевых порфиров формации гогланд // ДАН. 1998. Т. 358, № 4. 511 с.
- Леонтьев А. Г., Михайлов В. П., Бискэ Н. С.* Графит // Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 2. Петрозаводск: Карелия, 2006. С. 40–47.
- Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Дворецкая Л. М и др.* Глубинный сейсмический разрез земной коры Приладожья и юго-западной Карелии // Методика геофизических исследований Балтийского щита и его склонов: Зап. ЛГИ. 1982. Т. ХСП. С. 3–29.
- Литосфера* Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, V / Гл. ред. А. В. Чекунов. Киев: Наукова думка, 1987. 168 с.
- Лиханов И. И., Ревердатто В. В. и др.* Р-Т-эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа как следствие геодинамических событий на западной окраине сибирского кратона // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: Тез. докл. XI Всерос. петрограф. совещ. Т. 2. Екатеринбург, 2010. С. 23–24.
- Лобанов И. Н.* Дайки гранодиоритов и порфиров Северного Приладожья // Изв. вузов. Геол. и развед. 1966. № 9. С. 55–59.
- Лобанов И. Н., Поликарпов В. И.* Гнейсогранитные купола и разломы Северного Приладожья // Бюл. Моск. об-ва исп. природы. 1984. Т. 58, вып. 3. С. 3–14.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С.* Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., 1974. 205 с.
- Ломизе М. Г., Хаин В. Е.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
- Лохов Д. К., Родионов Н. В., Пресняков С. Л. и др.* Постмагматические цирконы в гранитах рапакиви Салминского батолита и высококалийных гранитоидных массивах из его северо-западного обрамления (Карелия) // Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма: Тез. междунар. конф. М., 2012. С. 90–92.
- Магматические горные породы* / Под ред. В. И. Гоньшакова. Т. 1. М.: Наука, 1983. 368 с.
- Макарова Г. В.* Вольфрамовые рудопроявления Северо-Западного Приладожья Карельской АССР // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: ЛГУ, 1971а. С. 205–207.
- Макарова Г. В.* Отчет о геолого-поисковых работах на медь, никель и кобальт, проведенных Тохмайокской партией в Северном Приладожье КАССР в 1969–70 гг. Петрозаводск, 1971б // Фонды КГЭ.
- Макарова Г. В.* Отчет о геолого-съёмочных работах м-ба 1 : 50 000, проведенных Сортавальской партией в Сортавальском районе КАССР в 1964–65 гг. Петрозаводск, 1967 // Фонды КГЭ.
- Максимов А. В., Богданов Ю. Б., Воинова О. А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Р-(35), 36. Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 400 с.
- Малаховский Д. Б., Амантов А. В.* Геолого-геоморфологические аномалии на Северо-Западе Европы // Геоморфология. 1991. № 1. С. 1–17.
- Малаховский Д. Б., Арсланов Х. А., Гей Н. А., Джиноридзе Р. Н.* Новые данные по истории возникновения Невы // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера. СПб., 1993. С. 74–84.
- Малаховский Д. Б., Спиридонова Е. А., Котлукова И. В. и др.* Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада Европейской части СССР (Ленинградская, Псковская, Новгородская области). Л.: Наука, 1969. 264 с.
- Марков К. К., Порецкий В. С.* Послеледниковая история окрестностей Ленинграда // Природа. 1933. 5–6. С. 99–103.
- Масайтис В. Л., Данилин А. Н., Мащак М. С. и др.* Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 231 с.
- Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В.* Попигайский метеоритный кратер. М.: Наука, 1975. 124 с.

Материалы к стратиграфическому словарю по докембрию КАССР. Петрозаводск: Карельский фил. АН СССР, 1982. 136 с.

Матреничев В. А., Вревский А. Б., Сергеев С. А., Матуков Д. А. Граница между людиковием и калевием в северном Приладожье: геологические взаимоотношения и изотопный возраст // ДАН. 2006. Т. 407, № 5. С. 654–649.

Матреничев В. А., Матреничев А. В. Петрология людиковийского вулканизма Онежской структуры и Раахе-Ладожской зоны // Балтийский щит: Сб. тр. молодых ученых ИГГД РАН / Под ред. В. С. Абушкевича, Н. А. Алфимовой. СПб.: Политехнический ун-т, 2010. С. 223–256.

Матреничев В. А., Степанов К. И., Пупков О. М. Стратиграфия и особенности вещественного состава раннепротерозойских метавулканитов Сортавальского поднятия (Северное Приладожье) // Вестн. СПбГУ, сер. 7. 2004. Вып. 2. С. 31–44.

Металлогения Карелии / Под ред. А. И. Богачева. Петрозаводск, 1981. 201 с.

Металлогения Карелии / Под ред. С. И. Рыбакова, А. И. Голубева. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 340 с.

Методика и техника петрофизических исследований. Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1977. 125 с.

Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. Л.: Наука, 1985. 310 с.

Мигматиты / Под ред. Дж. Р. Эшуорта. М.: Мир, 1988. 344 с.

Милькевич Р. И., Мыскова Т. А. Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 177–194.

Минеральное сырье. Краткий справочник / Под ред. В. П. Орлова. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. 302 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия / Ред. В. П. Михайлов и В. Н. Аминов. Кн. 1. Петрозаводск: Карелия, 2005. 278 с.; Кн. 2. Петрозаводск: Карелия, 2006. 278 с.

Мицц М. В. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с.; Т. 2. 400 с.

Мицц М. В., Глазнев В. Н., Конилов А. Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с.

Мицц М. В., Соколова Е. Ю., Рабочая группа LADOGA. Объемная модель глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена по данным МОВ-ОГТ, МТЗ и плотностного моделирования // Тр. КарНЦ РАН, сер. Геология докембрия. 2018. № 2. С. 34–61.

Мир самоцветов (2018). <http://www.worldofgems.ru>.

Митчелл А., Гарсон М. Глобальные тектонические позиции минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.

Михайлов В. А. Особенности геологического строения и эпигенеза зоны предрифейского структурно-стратиграфического несогласия в Пашско-Ладожском грабене и перспективы его ураноносности // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 146. М.: ВИМС, 2004. С. 31–36.

Михайлов В. А., Клюев Н. К., Тихомиров Л. И. и др. Металлогения урана Онежско-Ладожской урановорудной провинции // Региональная геология и металлогения. 1999. № 8. С. 65–81.

Мицын С. В., Ососков Г. А. Экстраполяция сеточных моделей геофизических полей методом конечных разностей // Геоинформатика. 2016. № 3. С. 29–34.

Морозов Ю. А. О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.

Морозов Ю. А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–28.

Морозов Ю. А., Баянова Т. Б., Матвеев М. А. и др. Возрастные метки ранне- и поздне-тектонических событий свекофеннского тектогенеза на ЮВ Балтийского щита (северный домен Приладожья) // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии: Материалы L (50-го) юбилейного Тектонического совещания 30 января – 3 февраля 2018 г. Т. 2. М.: ГЕОС, 2018а. С. 34–39.

Морозов Ю. А., Гафт Д. Е. О природе гранитогнейсовых куполов Северного Приладожья // Структура и петрология докембрийских комплексов / Под ред. В. В. Эз. М.: Препринт ИФЗ АН СССР, 1985. С. 3–120.

Морозов Ю. А., Матвеев М. А., Смутьская А. И., Кулаковский А. Л. К вопросу о генезисе псевдотахилитов // Тр. Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018б. № 15. С. 255–258.

Морозов Ю. А., Смутьская А. И., Матвеев М. А., Кулаковский А. Л. Псевдотахилиты: два генетических типа // ДАН. 2019. Т. 484, № 5.

Морозов Ю. А., Сомин М. Л., Травин В. В. О поведении гранитоидного фундамента при формировании свекокарельской складчатой области Северного Приладожья // ДАН. 2000. Т. 370, № 4. С. 497–501.

Мочалова Т. П. Отчет о результатах поисков графита в пределах Ихальского участка за 1983–1986 гг. // Петрозаводск, фонды ТФГУ по РК. 1986 г.

Мыскова Т. А., Глебовицкий В. А., Миллер Ю. В. и др. Супракрустальные толщи Беломорского подвижного пояса: первичный состав, возраст и происхождение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11, № 6. С. 3–19.

Мыскова Т. А., Милькевич Р. И., Львов П. А. U-Pb геохронология (SHRIMP-II) цирконов из метаосадков ладожской серии (Северное Приладожье, Балтийский щит) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20, № 2. С. 55–67.

- Нагайцев Ю. В.* К характеристике метаморфической зональности ладожской формации // *Вестн. Ленингр. ун-та.* 1965. № 18. С. 25–33.
- Нагайцев Ю. В.* Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: ЛГУ, 1974. 160 с.
- Негруца В. З.* Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1984. 270 с.
- Недашковский П. Г., Ленников А. М.* Петрология и геохимия алданских рапакиви. М.: Наука, 1991. 134 с.
- Недра Северо-Запада Российской Федерации* / В. А. Коровкин, Л. В. Турылева, Д. Г. Руденко и др. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2003. 520 с.
- Неелов А. Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- Нежиховский Р. А.* Река Нева и Невская губа. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 112 с.
- Неймарк Л. А.* Изотопы свинца и коровая предыстория пород // *Изотопная геохимия и геохронология.* Л.: Наука, 1990. С. 22–37.
- Неймарк Л. А., Немчин А. А., Ветрин В. Р., Сальникова Е. Б.* Sm-Nd и Pb-Pb изотопные системы в нижнекоревых ксенолитах из даек трубки взрыва южной части Кольского полуострова // *ДАН.* 1993б. Т. 329, № 6. С. 781–784.
- Нечеухин В. М.* Металлогенические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии по материалам плитотектонических реконструкций // *Тр. ИГГ УрО РАН.* 2011. Вып. 158. С. 169–172.
- Николаев Г. С.* Условия кристаллизации первично-магматического хромита при формировании Бураковского-Аганозерского расслоенного массива Заонежья // *Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Материалы 3-й Междунар. конф. Качканар, 2009.* С. 75–79.
- Никольская Ж. Д., Гордиенко Л. И.* Закономерности размещения и генезис шеелитоносных скарнов Северного Приладожья // *Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер.* 1975. Вып. 230. С. 52–57.
- Никольская Ж. Д., Ларин А. М.* Грейзеновые образования Питкярантского рудного поля // *Записки ВМО.* 1972. Ч. 101, вып. 5. С. 290–297.
- Никонов А. А., Шлюков А. И.* О времени дегляциации Карельского перешейка (по данным физических методов) // *ДАН.* 2002. Т. 387, № 3. С. 1–4.
- Никонов А. А., Эмман С. В., Флейфель Л. Д.* Голоценовые и современные движения земной коры в переходной зоне от Фенноскандинавского щита к Восточно-Европейской платформе в районе Ладожского грабена // *Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: Материалы XIV Междунар. конф. 2-я часть. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008.* С. 79–80.
- Носова А. А., Сазонова Л. В.* Раннерифейские ферробазальты Приладожья как представители высоко-Ti-Fe-P базитов (йотунитов) анортозит-гранитных серий // *Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России: Материалы Всерос. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007.* С. 280–283.
- Носова А. А., Самсонов А. В., Сазонова Л. В. и др.* Изотопно-геохимические свидетельства участия погребенной архейской коры в петрогенезисе раннерифейских базитов восточного Приладожья // *Геология и геодинамика архея. Материалы I Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. 27–29 сентября 2005 г. СПб., 2005.* С. 299–304.
- Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка.* Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 13 с.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения)* / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
- Осокин Е. Д., Алтухов Е. Н., Кравченко С. М.* Критерии выделения, особенности формирования и локализации гигантских месторождений редких элементов // *Геология рудных месторождений.* 2000. Т. 42, № 4. С. 389–396.
- Остащенко Б., Шумилов И.* Проблемы обогащения тонкого золота // *Вестн. ИГ КомиНЦ РАН.* 1999. № 4. С. 6–7.
- Павленкова Н. И.* Трехмерная модель земной коры Балтийского щита по данным глубинных сейсмических исследований // *Изв. РАН, сер. Физика Земли.* 2006. № 12. С. 43–54.
- Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А.* Рудные месторождения. М.: Мир, 1966. 546 с.
- Пекки А. С., Кулмала Т. К.* Граниты рапакиви – новое полевошпатовое сырье // *Новые пути использования минерального сырья Карелии. Петрозаводск, 1965.* С. 5–12.
- Пекки А. С., Разоренова В. И.* Месторождения полевошпатового сырья Карелии. Л.: Наука, 1977. 152 с.
- Первозчиков Б. В., Плотников А. В., Макиев Т. Т.* Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сьум-Кеу (Полярный Урал) // *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Науч. чтения памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 6. Пермь: Перм. ун-т, 2004.* С. 170–180.
- Перчук Л. Л.* Взаимосогласование некоторых Fe-Mg-геотермометров на основе закона Нернста: ревизия // *Геохимия.* 1989. № 5. С. 611–622.
- Перчук Л. Л., Соболев Н. В., Шацкий В. С., Янаскурт В. О.* Реликты калиевых пироксенов из безалмазонасных пироксен-гранатовых пород Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // *ДАН.* 1996. Т. 348, № 6. С. 790–795.
- Петров А. В., Трусов А. А.* Компьютерная технология статистического и спектрально корреляционного анализа трехмерной геоинформации КОСКАД 3D // *Геофизика.* 2000. № 4. С. 29–33.

- Петров В. П.* О магматических цеолитах и цеолитах магматических пород // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 31–38.
- Петрографический кодекс.* СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 160 с.
- Петроплотностная карта* геологических формаций восточной части Балтийского щита. 1 : 1 000 000 / Ред. Н. Б. Дортман, М. Ш. Магид. М.: Аэрогеология, 1978. 7 л.
- Петрофизика древних образований.* Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1986. 113 с.
- Петрофизическая характеристика советской части Балтийского щита.* Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1976. 157 с.
- Петрофизические исследования на щитах и платформах.* Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1985. 118 с.
- Петрофизические карты геологических формаций восточной части Балтийского щита (петроплотностная и петромагнитная).* Объяснительная записка к картам М. 1 : 1 000 000 / Науч. ред. Н. Б. Дортман. Л., 1980.
- Полянский О. П., Ефремов В. Н.* Диагностика куполовидных структур северного Приладожья на основе термодинамических данных и тектонофизического анализа // Геология и геофизика. 1989. № 4. С. 43–47.
- Полянский О. П., Коробейников С. Н., Бабичев А. В., Ревердатто В. В.* Формирование и подъем мантийных диапиров через литосферу кратонов на основе численного термомеханического моделирования // Петрология. 2012. Т. 20, № 2. С. 136–155.
- Полянский О. П., Коробейников С. Н., Бабичев А. В. и др.* Численное моделирование мантийного диапиризма как причины внутриконтинентального рифтогенеза // Физика Земли. 2014. № 6. С. 124–137.
- Полянский О. П., Ревердатто В. В., Бабичев А. В., Свердлова В. Г.* Механизм подъема магмы через «твердую» литосферу и связь мантийного и корового диапиризма: численное моделирование и геологические примеры // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 6. С. 1073–1091.
- Попов М. Г., Горбик Н. А.* Физические свойства и метаморфизм основных-ультраосновных пород участка Хюрсюля (южная Карелия) // Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, 1974. С. 61–69.
- Потрубович Л. Н., Анищенкова О. Н.* Отчет Янис-ярвинской партии о геолого-поисковых и съемочных работах в Сортавальском районе КФССР в 1953–1955 гг. Петрозаводск, 1956 // Фонды КГЭ.
- Предовский А. А.* К вопросу о взаимоотношениях ладожской формации и глыб древнейших гранито-гнейсов в Северном Приладожье // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск: Карельск. книжн. изд-во, 1966. С. 231–235.
- Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. А.* Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л.: Наука, 1967. 139 с.
- Пухтель И. С., Журавлев Д. З.* Раннепротерозойские пикриты Олекминской гранит-зеленокаменной области: Nd систематика и петрогенезис // Геохимия. 1992. № 8. С. 1111–1123.
- Пучков В. Н.* О соотношении «ветвей» металлогении // Металлогения древних и современных океанов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 9–14.
- Пушкарев Ю. Д., Рюнгенен Г. И.* Изотопные составы Sr и Pb в субщелочных ультрамафитовых и мафитовых породах элисенварского комплекса в связи с идентификацией источника вещества начальных расплавов // Тез. докл. 14 симпозиума по геохимии изотопов. М., 1995. С. 30–31.
- Пуцаровский Ю. М., Пуцаровский Д. Ю.* Геология мантии Земли. М.: Геос, 2010. 138 с.
- Пылаев А. М.* Руководство по интерпретации вертикальных зондирований. М.: Недра, 1968. 147 с.
- Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М.* О роговиковых полях Среднего Сихотэ-Алиня и их структурно-металлогеническом значении // Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966. С. 242–252.
- Ранний докембрий Балтийского щита* / Отв. ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
- Решение III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия»* // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 3. С. 101–106.
- Рокитянский И. И., Кулик С. Н., Рокитянская Д. А.* Ладожская аномалия электропроводности // Геофиз. журн. Украинская академия наук. 1981. № 3. С. 97–99.
- Рокитянский И. И., Соколова Е. Ю., Терешин А. В. и др.* Аномалии электропроводности в зонах сочленения архейских и протерозойских геоблоков Украинского и Балтийского щитов // Геофиз. журн. 2018. Т. 40, № 5. С. 209–244.
- Российский металлогенический словарь* / И. А. Неженский, И. Г. Павлова, К. А. Марков и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 320 с.
- Рундквист Д. В.* Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геология рудных месторождений. 1993. № 6. С. 467–480.
- Рябчиков И. Д.* Геохимическая эволюция мантии Земли // Чтения им. В. И. Вернадского. XXVII. М.: Наука, 1988. 37 с.
- Савичева О. А.* Геохимические индикаторы золоторудных проявлений и потенциально золотоносных участков Янисъярвинской и Чупино-Лоухской площадей Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2007. 20 с.
- Сазонова Л. В.* Структура расплавных импактитов как отражение условий остывания ударных расплавов (на примере метеоритного кратера Янисъярви) // Вестн. МГУ, сер. 4, Геол. 1983. № 1. С. 40–46.

- Сазонова Л. В., Фельдман В. И., Козлов Е. А., Жугин Ю. Н. Миграция химических компонентов минералов при ударно-волновом нагружении пород мишени астроблемы Янисъярви // VI Забабахинские научные чтения: Тез. докл. Междунар. конф. Снежинск: РФЯЦ-ВНИИТФ им. акад. Е. И. Забабахина, 2001. С. 171–174.
- Салоп Л. И. Гнейсо-гранулитовый комплекс – фундамент карелид в Приладожье и свекофеннид на юге Финляндии // Бюл. МОИП, отд. Геол. 1979. Т. 54, вып. 5. С. 3–17.
- Сапелко Т. В., Терехов А. В., Амантов А. В. Ладожская трансгрессия: реконструкция финальной стадии и последующего спада в северной части озера // Региональная геология и металлогения. 2018. № 75. С. 23–34.
- Саранчина Г. М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л., 1972. 128 с.
- Саранчина Г. М. Раннепротерозойский магматизм Приладожья: Дис. ... докт. геол.-минер. наук. Л., 1968.
- Саранчина Г. М. Петрология Вялимякской интрузии и связанное с нею рудопоявление // Изв. Карело-Финск. науч.-исслед. базы АН СССР. 1948. № 2. С. 32–42.
- Саранчина Г. М. Петрология Калаамской интрузии (юго-западная Карелия) // Изв. Карело-Финск. науч.-исслед. базы АН СССР. 1949. № 2. С. 57–80.
- Светов А. П., Свириденко Л. П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, 1991. 200 с.
- Светов А. П., Свириденко Л. П. Рифейский вулcano-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 1995. 211 с.
- Светов А. П., Свириденко Л. П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 152 с.
- Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И. Вулcano-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1990. 321 с.
- Свириденко Л. П. Ладожская вулcano-тектоническая структура (геология, вулcanoплутонизм, тектоника). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2019. 98 с.
- Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви. Петрозаводск: Карельское книжное изд-во, 1968. 116 с.
- Свириденко Л. П., Иващенко В. И., Светов А. П. Минеральные парагенезисы базитов в зоне свекокарельского ультраметаморфизма // Минералогия магматических и метаморфических пород Карело-Кольского региона. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1990. С. 21–40.
- Свириденко Л. П., Исанина Э. В., Шаров Н. В. Глубинное строение, вулcanoплутонизм и тектоника Приладожья // Тр. КарНЦ РАН. 2017. № 2. С. 73–85.
- Свириденко Л. П., Светов А. П. Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 123 с.
- Свириденко Л. П., Хейсканен К. И. Тренды гранитоидов Карелии. Л.: Наука, 1979.
- Севастьянов Д. В., Субетто Д. А., Сикацкая Е. Д., Степочкина О. Е. Особенности эволюции озерно-речной сети в бассейне Ладожского озера в голоцене // Вестн. СПбГУ, сер. 7. 2001. Вып. 1, № 7. С. 122–136.
- Седова И. С., Саморукова Л. М., Глебовицкий В. А., Крылов Д. П. Геохимия гранитоидов Свекофеннского тектонометаморфического цикла Северного Приладожья // Петрология. 2004. Т. 12, № 4. С. 39–414.
- Семенов В. Ю. Обработка данных магнитотеллурического зондирования. М.: Недра, 1985. 133 с.
- Сергеев С. П., Ермохин К. М., Блинов К. В. и др. Отчет о работах по договору № 29-00п/03-08/2000 с «Росгеофизикой». СПб., 2002.
- Сидоров А. А. О ксенотермальных месторождениях благородных металлов // ДАН. 2003. Т. 389, № 6. С. 795–798.
- Синица С. М. Купола Северного Приладожья и взаимоотношение их гранитогнейсовых ядер со слоистыми оболочками // Изв. АН СССР, сер. Геол. 1984. № 9. С. 15–23.
- Скамницкая Л. С., Бискэ Н. С., Зловидова Н. Г. Методические рекомендации по технологической оценке графитовых руд Ихальского месторождения. Серия «Наука – производству». 1987. 48 с.
- Склярова Г. Ф. О комплексном использовании руд редких металлов Дальнего Востока Российской Федерации // Изв. вузов. Горный журнал. 2011. № 5. С. 27–31.
- Смолькин В. Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
- Соболевский А. Б. Обзорение старой Финляндии и описание Рускеальских мраморных ломов // Горн. журн. 1839. Ч. 1, кн. 2. С. 204–239; Ч. 2, кн. 4. С. 1–40; Ч. 2, кн. 6. С. 349–384.
- Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.; Л., 1963. 183 с.
- Соколова Е. Ю. и рабочая группа ЛАДОГА. Эксперимент синхронного МТ/МВ зондирования Ладожской аномалии электропроводности: новые свидетельства о структуре коры юго-востока Балтийского щита // Глубинное строение и геодинамика Приладожья: Материалы Всерос. конф. с междунар. участием. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 205–214.
- Соколова Е. Ю., Голубцова Н. С., Ковтун А. А. и др. Результаты синхронных магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований в районе Ладожской аномалии электропроводности // Геофизика. 2016. № 1. С. 48–61.
- Справочник по обогащению руд. Т. 3. М.: Недра, 1984. 297 с.

Степанов К. И. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на Ихальском проявлении графита, проведенных в 1989–1995 гг. Петрозаводск, 1995 // Фонды ТФГУ по РК.

Степанов В. С., Слабунов А. И., Степанова А. В. Породообразующие и акцессорные минералы позднеархейских перидотитов района озера Серяк (Беломорский подвижный пояс Фенноскандинавского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2003. С. 17–25.

Степанов К. И., Путинцева Е. В., Мурадымов Г. Ш. и др. Отчет по теме: «Производство поисковых работ в пределах Сорттавальской площади (поиски медно-никелевых, полиметаллических и золоторудных месторождений)». Петрозаводск. 2004а // Фонды ТГФ Республики Карелия.

Степанов К. И., Санин Д. М., Санина Г. Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, издание второе, Карельская серия, листы Р-35-XXIV, Р-36-XIX: объяснительная записка. 2004б. 230 с.

Степанюк Л. М., Библикова Е. В., Клайсен С., Скобелев В. М. Sm-Nd изотопная система в докембрийских породах западной части Украинского щита // Минер. журн. 1998. Т. 20, № 5. С. 72–79.

Строение литосферы Российской части Баренц региона / Под ред. Н. В. Шарова, Ф. П. Митрофанова, М. Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.

Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации / Тр. ЛАГЕД АН СССР. Вып. 4. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1954. 198 с.

Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С. и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 227 с.

Сулейманов А. К., Заможняя Н. Г., Павленкова Н. И. Комбинированные сейсмические исследования методами ОГТ и ГСЗ Восточно-Европейского кратона (профиль 1-ЕВ) // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 229–232.

Таран Я. В., Зайцев С. В., Соколова Е. Ю., Пушкарев П. Ю. Опыт инверсии данных новых МТ/МВ зондирований по профилю Выборг – Суоярви через Ладожскую аномалию электропроводности // Глубинное строение и геодинамика Приладожья: Материалы Всерос. конф. с междунар. участием. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 224–230.

Таусон Л. В. Геохимия и металлогения латитовых серий // Геология рудных месторождений. 1982. № 3.

Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Тихомиров С. Н., Яновский А. С. Новые данные о докембрии Юго-Восточного Приладожья // ДАН СССР. 1970. XXX-3. С. 660–663.

Токарев А. Д., Жамалетдинов А. А., Васильев А. Н. Измерительный комплекс СЧЗ-95 для глубинных электромагнитных зондирований земной коры с контролируемыми источниками поля // Приборы и методика геофизического эксперимента. Мурманск: КНЦ РАН, 1997. С. 85–90.

Тугаринов А. И., Библикова Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 131 с.

Фельдман В. И., Капустина И. Г., Сазонова Л. В., Грановский Л. Б. Общие особенности геохимии импактитов // Вестн. МГУ, сер. 4, Геол. 1981. № 6. С. 48–57.

Фельдман И. С. Влияние степени диагенеза и катагенеза на сопротивление горных пород // Материалы Всерос. школы-семинара им. М. Н. Бердичевского и Л. Л. Ваньяна по электромагнитным исследованиям Земли. СПб., 2011. С. 219–222.

Фельдман И. С., Эринчек Ю. М. Геоэлектрическая модель земной коры вдоль профиля I-ЕВ (Балтийский щит – Прикаспийская синеклиза) // Материалы Всерос. школы-семинара по электромагнитным исследованиям Земли. М., 2009.

Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск: Карельск. фил. АН СССР, 1974. 110 с.

Филимонов А. И. Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных Элисенваарской партией в Лахденпохском районе КАССР в 1968–1971 гг. Петрозаводск, 1971 // ТГФ РК.

Филимонов А. И., Филимонова Л. Г. Отчет о геологосъемочных работах м-ба 1 : 50 000, проведенных Элисенваарской партией в Лахденпохском районе КАССР в 1968–71 гг. 1971 // Фонды ТГФ Республики Карелия.

Финашин В. К. Оловорудные месторождения Приморья (геология и генезис). Владивосток, 1986. 175 с.

Фурман Г. Минералогическое описание некоторой части Старой и Новой Финляндии // Горн. журн. 1828. Кн. II. С. 3–39.

Хазов Р. А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л.: Наука, 1973. 87 с.

Хазов Р. А. К вопросу о генезисе оловянно-полиметаллического оруденения Северного Приладожья // Вопросы геологии и закономерностей размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск: Карельское книжное изд-во, 1966. С. 329–338.

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

Хазов Р. А., Иващенко В. И. Новые проявления щелочного магматизма и апатитового оруденения на Балтийском щите // ДАН СССР. 1980. Т. 252, № 4. С. 944–947.

Хазов Р. А., Иващенко В. И. Новый генетический тип вольфрамового оруденения в Северном Приладожье // Геология рудных месторождений. 1979. № 5. С. 37–45.

- Хазов Р. А., Иващенко В. И. Редкоземельно-стронций-фосфорное оруденение Западного Приладожья // Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1982. С. 177–186.
- Хазов Р. А., Попов М. Г. Рифейские вулcano-плутонические формации Приладожья // Интрузивные базиты и гипербазиты Карелии. Петрозаводск, 1984. С. 20–30.
- Хазов Р. А., Попов М. Г., Бискэ Н. С. Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 1993. 217 с.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 360 с.
- Хераскова Т. Н., Волож Ю. А., Заможняя Н. Г. и др. Строение и история развития западной части Восточно-Европейской платформы в рифее-палеозое по данным геотрансекта ЕВ-1 (Лодейное Поле – Воронеж) // Литосфера. 2006. № 2. С. 65–94.
- Хьюджес Ч. Петрология изверженных пород. М.: Недра, 1988. 320 с.
- Цветкова Т. А. Два подхода в задаче лучевой сейсмической томографии // Геофиз. журн. 2015. Т. 37, № 1. С. 121–133.
- Цветкова Т. А. Продолжение обобщенного поля времен вниз и обратная кинематическая задача сейсмологии // Доповіді НАН України. 1996. № 1. С. 79–85.
- Цветкова Т. А., Бугаенко И. В. Структура скоростной этажности мантии под Фенноскандией по данным сейсмотомографии // Геофиз. журн. 2016. Т. 38, № 1. С. 57–77.
- Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Структура низкоскоростных областей в мантии северной Европы // Тр. КарНЦ РАН. 2015а. № 7. С. 106–126.
- Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Трехмерная Р-скоростная модель мантии Фенноскандии. LAP LAMBERT Academic Publishing, 2015б. 149 p.
- Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией – I // Геофиз. журн. 2009. Т. 31, № 1. С. 53–72.
- Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией – II // Геофиз. журн. 2010. Т. 32, № 1. С. 60–77.
- Цельмович В. А., Сергиенко Е. С., Харитонский П. В. Микроскопические индикаторы импакта Янисъярви // Материалы Всерос. школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент (9 ноября 2015 г.). М.: ИФЗ РАН, 2015. С. 247–252.
- Чекунов А. В., Старостенко В. И., Красовский С. С. и др. Геотрансект ЕВРО-3 (EU-3) // Геофиз. журн. 1993. Т. 15, № 2. С. 3–32.
- Черемисина Е. Н., Финкельштейн М. Я., Любимова А. В. ГИС INTEGRO – импортозамещающий программно-технологический комплекс для решения геолого-геофизических задач // Геоинформатика. 2018. № 3. С. 8–17.
- Черноморский М. А. О гетерогенной и полигенической природе гранито-гнейсовых куполовидных структур древних метаморфических комплексов восточной части Балтийского щита // ДАН СССР. 1984. Т. 274, № 3. С. 687–690.
- Чернышев И. В., Гольцман Ю. В., Баирова Э. Д., Иванова Г. Ф. Rb-Sr-геохронометрия процессов последовательного формирования гранитов, грейзенизации и гидротермальной минерализации: Джидинское W-Mo месторождение, Западное Забайкалье // ДАН. 1998. Т. 360, № 4. С. 537–540.
- Чернышов Н. М., Ненахов В. М. Главнейшие типы геодинамических и минерагенических рядов в общей модели формирования докембрийской литосферы (на примере ВКМ) // Вестник ВГУ, сер. Геология. 2010. № 2. С. 47–58.
- Шарков Е. В. Протерозойские анортозит-рапакивигранитные комплексы Восточно-Европейского кратона – пример внутриплитного магматизма в условиях аномально мощной сиалической коры // Литосфера. 2005. № 4. С. 3–21.
- Шаров Н. В. Глубинные сейсмические исследования в центральной части Карельского кратона // Физика Земли. 2013. № 1. С. 36–52.
- Шаров Н. В. Глубинные сейсмические исследования в юго-восточной части Фенноскандинавского щита // Геофиз. журн. 2015. Т. 37, № 5. С. 104–120.
- Шаров Н. В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 144 с.
- Шаров Н. В. Литосфера Северной Европы по сейсмическим данным. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. 171 с.
- Шаров Н. В. Сопоставление геофизических разрезов земной коры с результатами бурения глубоких скважин на Фенноскандинавском щите // Геофиз. журн. 2012. Т. 34, № 4. С. 253–264.
- Шаров Н. В., Исанина Э. В., Заможняя Н. Г. и др. Результаты глубинных сейсмических исследований методами ОГТ, ГСЗ и МОВЗ Онежско-Ладожской площади (Республика Карелия) // Геофиз. журн. 2011. Т. 33, № 3. С. 23–39.
- Шаров Н. В., Митрофанов Ф. П. Скоростные неоднородности литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) щита // ДАН. 2014. Т. 454, № 2. С. 221–224.

- Шаров Н. В., Хазов Р. А., Исанина Э. В.* Глубинное строение и металлогения Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 55–74.
- Шебанов А. Д., Эклунд О.* Минералого-термобарометрическая оценка условий взаимодействия основной и кислой магм при формировании субвулканического комплекса Хаммаруда, Юго-Западная Финляндия // Петрология. 1997. Т. 5, № 2. С. 160–187.
- Шевцов А. Н.* Прямая и обратная задачи частотного электромагнитного зондирования с промышленными линиями электропередачи // Теория и методика глубинных электромагнитных зондирований на кристаллических щитах. Апатиты: КНЦ РАН, 2006. С. 171–181.
- Шинкарев Н. Ф., Анищенкова О. Н.* Новые данные о составе и строении Салминского комплекса рапакиви // Изв. АН СССР, сер. Геол. 1973. № 2. С. 140–145.
- Шинкарев Н. Ф., Григорьева Л. В., Попова В. А.* О генетической и геодинамической типизации гранитов // Зап. ВМО. 1994. Ч. СХХIII, № 3. С. 49–59.
- Шульдинер В. И., Балтыбаев Ш. К., Козырева И. В.* Тектоно-метаморфическое районирование Приладожья // Вестн. СПбГУ, сер. 7. 1997а. Вып. 3. С. 63–70.
- Шульдинер В. И., Балтыбаев Ш. К., Козырева И. В.* Эволюция условий метаморфизма гранатсодержащих гранулитов Западного Приладожья // Петрология. 1997б. Т. 5, № 3. С. 253–277.
- Шульдинер В. И., Козырева И. В., Балтыбаев Ш. К.* Возрастное и формационное расчленение раннедокембрийских образований Северо-Западного Приладожья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4, № 3. С. 11–22.
- Шульдинер В. И., Козырева И. В., Балтыбаев Ш. К. и др.* Плутонно-метаморфическая эволюция Западного Приладожья: новая модель // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 52–62.
- Шульдинер В. И., Козырева И. В., Балтыбаев Ш. К.* Эволюция термального режима свекофеннид Западного Приладожья и ее геодинамическая интерпретация // ДАН РАН. 1997в. Т. 352, № 3. С. 380–383.
- Шульдинер В. И., Левченков О. А., Яковлева С. З. и др.* Верхний карелий в стратиграфической шкале России: выбор нижней границы и региональные подразделения стратотипической области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 6. С. 20–33.
- Шурилов А. В.* Геолого-структурная позиция уранового месторождения Карку (северо-восточное Приладожье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2005. 20 с.
- Шуркин К. А.* Геологический очерк Питкярантского поля керамических пегматитов (Северное Приладожье). М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958.
- Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартницкая Е. Н. и др.* Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. Киев: Наукова Думка, 1989. 144 с.
- Щипцов В. В.* Минерагенический и ресурсный потенциал промышленных минералов свекофеннской провинции (Приладожье) // Глубинное строение и геодинамика Приладожья: Материалы всерос. конф. с междунар. участием. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 276–286.
- Энеништейн Б. С., Иванов А. П.* Станция для частотного зондирования // Вопросы теории и практики электрометрии. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Юдин Б. А.* Окисные железо-титановые и железные руды магматических формаций Карелии и Кольского полуострова. Петрозаводск, 1987. 208 с.
- Якобсон К. Э.* Проблемы венда Восточно-Европейской платформы // Региональная геология и металлогения. 2011. № 60. С. 109–116.
- Яновская Т. Б., Дмитриева Л. А.* Влияние нежесткости контакта упругих сред на коэффициент отражения, преломления и обмена // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1991. № 2. С. 17–22.
- Япаскурт В. О., Сафонов О. Г., Новиков С. В. и др.* Мегакристы клинопироксена из невоитов Элисенваарского массива в Северном Приладожье // Материалы 2-го Всерос. петрограф. совещ. Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Сыктывкар, 2000. С. 243–247.
- Яценко Г. М., Росихина А. И., Янчук Э. А.* О шеелите из диопсид-плагиоклазовых кварцевых пород Украинского щита // Минер. сб. Львов. ун-та. 1975. № 4. С. 74–75.
- Adam A., Kaikkonen P., Hjelt S. E. et al.* Magnetotelluric and audiomagnetotellurics measurements in Finland // Tectonophysics. 1982. V. 90. P. 77–90.
- Afifi M. A., Kelli W. C., Essene E. J.* Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: I. Thermochemical data and calculated equilibria // Economic Geology. 1988. V. 83, N 2. P. 377–394.
- Åhäll K.-I., Connelly J., Brewer T. S.* Episodic rapakivi magmatism due to distal orogenesis?: Correlation of 1.69–1.50 Ga orogenic and inboard “anorogenic” events in the Baltic shield // Geology. 2000. V. 28. P. 823–826.
- Alexandre P.* Athabaska unconformity-type uranium deposits: one deposit type with many variations // Economic Geology. 2005. V. 100, N 8. P. 1547–1563.
- Alsop G. I., Holdsworth R. E.* Shear zone folds: records of flow perturbation or structural inheritance? // Geol. Soc., London, Spec. Publ., 2004. V. 224. P. 177–199.
- Amantov A.* Plio-pleistocene erosion of Fennoscandia and its implication for the Baltic area // Prace Panstw. Inst. Geol. CXLIX. Warszawa, 1995. P. 47–56.

- Amantov A., Fjeldskaar W.* Geological-Geomorphological features of the Baltic Region and Adjacent Areas: imprint on glacial-postglacial development // Regional geology and metallogeny. 2013. N 53. P. 90–104.
- Amantov A., Fjeldskaar W.* Meso-Cenozoic exhumation and relevant isostatic process: The Barents and Kara shelves // Journal of Geodynamics. 2017. V. 118. P. 118–139.
- Amantov A., Fjeldskaar W., Cathles L. M.* Glacial erosion of the Baltic Sea region, and the effect on the postglacial uplift // J. Harff, S. Bjorck, P. Hoth (Eds.). The Baltic Sea Basin. Springer. 2011. P. 53–75.
- Amantov A., Laitakari I., Poroshin Ye.* Jotnian and Postjotnian: sandstones and diabases in the surroundings of the Gulf of Finland // Geol. Surv. of Finland. Spec. Pap. 1996. V. 21. P. 99–113.
- Amantov A., Sederberg P., Hagenfeldt S.* The Mesoproterozoic to Lower Palaeozoic sedimentary bedrock sequence in the Northern Baltic Proper, Aland Sea, Gulf of Finland and Lake Ladoga // Prace Panstw. Inst. Geol. CXLIX. Warszawa. 1995. P. 19–25.
- Amelin Yu. V., Beljaev A., Larin A. M. et al.* Salmi batholith and Pitkäranta ore field in Soviet Karelia // Geol. Surv. of Finland / I. Haapala, O. T. Rämö, P. T. Salonsaari (Eds.). 1991. Guide 33. 57 p.
- Amelin Yu., Larin A.* U-Pb and Sm-Nd zircon and garnet geochronology of skarn formation associated with rapakivi granite magmatism: an example of the Pitkaranta ore district, south-eastern Karelia // Anorthosites, Rapakivi Granites and Related Rocks. IGCP 290 and 315. Abstr. Montreal. Canada, 1994. P. 1.
- Amelin Yu. V., Larin A. M., Tucker R. D.* Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 353–368.
- Anderson J. L.* Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America // Proterozoic geology: selected papers from an international Proterozoic symposium. Geol. Soc. Amer. Mem. / L. G. Medaris, C. W. Byers, D. M. Mickelson, W. C. Shnaks (Eds.). 1983. V. 161. P. 133–154.
- Anderson J. L., Bender E.E.* Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America // Lithos. 1989. V. 23. P. 19–52.
- Anderson J. L., Morrison J.* Ilmenite, magnetite, and peraluminous Mesoproterozoic anorogenic granites of Laurentia and Baltica // Lithos. 2005. V. 80. P. 45–60.
- Andersson U. B.* Granitoid episodes and mafic-felsic magma interaction in the Svecofennian of the Fennoscandian Shield, with main emphasis on the ~1.8 Ga plutonics // Precambrian Research. 1991. V. 51. P. 127–149.
- Andersson U.* Petrogenesis of some Proterozoic granitoid suites and associated basic rocks in Sweden (geochemistry and isotope geology). SGU. Uppsala. 1997. 216 p.
- Andersson U. B.* The late Svecofennian, high-grade contact and regional metamorphism in southwestern Bergslagen (central southern Sweden) / Final report 970519, SGU-project 03-819/93. 1997. 36 p.
- Andersson U. B., Högdahl K., Sjöström H. et al.* Magmatic, detrital, and metamorphic ages in metamorphic rocks from south-central Sweden // 26th Nordic Geological Wintermeeting. Uppsala, Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar. 2004. 040106-09. V. 126. P. 16–17.
- Artemieva I. M., Shulgin A.* Is the Proterozoic Ladoga Rift (SE Baltic Shield) a rift? // Precambrian Research. 2015. V. 259. P. 34–42.
- Ashwal L. D.* Anorthosites. Berlin: Springer-Verlag, 1993. 422 p.
- Auriac A., Whitehouse P. L., Bentley M. J. et al.* Glacial isostatic adjustment associated with the Barents Sea ice sheet: A modeling inter-comparison // Quaternary Science Reviews. 2016. V. 147. P. 122–135.
- Auwers J., Longhi J., Duchesne J. C.* A liquid line of descent of the jotunite (hypersthene monzodiorite) suite // J. Petrol. 1998. V. 39. P. 439–468.
- Batchelor R. A., Bowden P.* Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chem. Geol. 1985. N 48. P. 43–55.
- Bau M.* Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 323–333.
- Bergman W. J. B., Bergström U., Billström K., Weihed P.* Geology, tectonic setting, and origin of the Paleoproterozoic Boliden Au-Cu-As deposit, Skellefte District, northern Sweden // Economic Geology. 1996. V. 91. P. 1073–1097.
- Bergström U.* Geochemistry and tectonic setting of volcanic units in the northern Vasterbotten county, northern Sweden // P. Weihed (Ed.). Economic geology research. Vol. 1. 1999–2000. Uppsala 2001. Sveriges geologiska undersökning. C883. P. 69–92.
- Bergström U., Billström K., Strang T.* Age of the Kristineberg Pluton, western Skellefte District, northern Sweden // S. Bergman (Ed.). Radiometric dating results 4, Division of Bedrock Geology, Geological Survey of Sweden. Sveriges Geologiska Undersökning. 1998. C831. P. 7–19.
- Berman R. G.* Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂ // J. Petrol. 1988. V. 29. P. 455–522.
- Berman R. G.* Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canad. Miner. 1991. V. 32. P. 833–855.
- Berman R. G., Aranovich L. Y.* Optimized standard state and solution properties of minerals // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126, N 1–2. P. 1–24.

- Bhatia M. R.* Plate Tectonics and Geochemical Composition of Sandstones // *The Journal of Geology*. 1983. V. 91. P. 611–627.
- Billström K., Weihed P.* Age and provenance of host rocks and ores in the Paleoproterozoic Skellefte district, northern Sweden // *Economic Geology*. 1996. V. 91. P. 1054–1072.
- Black L. P., Kamo S. L., Alen C. M. et al.* TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // *Chem. Geol.* 2003. V. 200. P. 155–170.
- Blankett H.* Om Välimäki malmfält, jämte några andra geologiska data från Sordavala socken i Östra Finland // *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*. 1896. 18. P. 201–227.
- Bogdanova S. V., Bingen B., Gorbatshev R. et al.* The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Gondwana // *Precambrian Research*. 2008. V. 160. P. 23–45.
- Bonin B.* A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problem and prospects // *Lithos*. 2007. V. 97. P. 1–29.
- Bons P. D., Dougherty-Page J., Elburg M. A.* Stepwise accumulation and ascent of magmas // *J. metamorphic Geol.* 2001. V. 19. P. 627–633.
- Bowes D. R., Halden N. M., Koistinen T. J., Parc A. F.* Structural features of basement and cover rocks in the eastern Svecokareliides, Finland // *A. Kroner, R. Greiling (Eds.). Precambrian Tectonics Illustrated*. Germany. Stuttgart, 1984. P. 147–171.
- Bowring S. A., Van Schmus W. R., Hoffman P. F.* U-Pb zircon ages from Athapuscow aulacogen, East Arm of Great Slave Lake, N.W.T., Canada // *Canadian Journal of Earth Science*. 1984. V. 21. P. 1315–1324.
- Boynton W. V.* Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *P. Henderson (Ed.). Rare Earth Element geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1984.
- Branellec M., Nivière B., Callot J.-P., Ringenbach J.-C.* Mechanisms of basin contraction and reactivation in the basement-involved Malargüe fold-and-thrust belt, Central Andes // *Geol. Mag.* 2016. V. 153, N 5/6. P. 926–944.
- Bridgwater D., Windley B. F.* Anorthosites, post-orogenic granites, acidic volcanic rocks and crustal development in North Atlantic Shield during the mid-Proterozoic // *Symposium on Granites, Gneisses and Related Rocks / L. A. Lister (Ed.). Geological Society of South Africa. Special Publication*. 1973. V. 3. P. 307–317.
- Brochie J. F., Silvester R.* On crustal flexure // *J. Geophys. Res.* 1969. V. 74. P. 5240–5252.
- Brun J.-P.* The cluster-ridge pattern of mantled gneiss domes in eastern Finland: evidence for large-scale gravitational instability of the Proterozoic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 47, N 3. P. 441–449.
- Brun J. P., Gapais D., Le Theoff B.* The mantled gneiss domes of Kuopio (Finland): interfering diapirs // *Tectonophysics*. 1982. V. 74. P. 283–304.
- Buchan K. L., LeCheminant A. N., van Breemen O.* Paleomagnetism and U-Pb geochronology of the Lac de Gras diabase dyke swarm, Slave Province, Canada: implications for relative drift of Slave and Superior provinces in the Paleoproterozoic // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2009. 46(5). P. 361–379.
- Buick I. S., Mass R., Gibson R.* Precise U-Pb titanite age constraints on the Bushveld Complex, South Africa // *Journal of the Geological Society*. 2001. V. 158. P. 3–6.
- Camire et al.* Archean metasedimentary rocks from the northwestern Pontiac Subprovince of the Canadian Shield: chemical characterization, weathering and modeling of the source areas // *Precambrian Research*. 1993. V. 62, N 3. P. 285–305.
- Campbell D. S., Treloar P. J., Bowes D. R.* Metamorphic history of staurolite-bearing schist from the Svecokareliides, near Heinävaara, eastern Finland // *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*. 1979. V. 101, N 2. P. 105–118.
- Carmichael I. S. E.* The redox states of basic and silicic magmas: A reflection of their source regions? // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. V. 106. P. 129–141.
- Carreras J., Druguet E., Griera A.* Shear zone-related folds // *Journ. Struct. Geol.* 2005. V. 27. P. 1229–1251.
- Castor S. B.* The Mountain Pass rare-earth carbonatite and associated ultrapotassic rocks, California // *Canadian Mineralogist*. 2008. 46. P. 779–806.
- Cathles L. M.* Interpretation of postglacial isostatic adjustment phenomena in terms of mantle rheology // *N. A. Mörner (Ed.). Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. 1980. P. 11–45.
- Cathles L. M.* Scales and effects of fluid flow in the upper crust // *Science*. 1990. V. 248. P. 323–329.
- Cathles L. M.* The viscosity of the Earth's mantle. Princeton, New Jersey: Princeton University Press, 1975. 386 p.
- Chave A. D.* Numerical Integration of related Hankel transforms by quadrature and continued fraction expansion // *Geophysics*. 1983. 48. P. 1671–1687.
- Cherniak D. J., Watson E. B.* Pb diffusion in zircon // *Chem. Geol.* 2001. 172.1-2. P. 5–24.
- Chesley J. T., Halliday A. N., Snee L. W. et al.* Thermochronology of the Cornubian batholith in southwest England: Implications for pluton emplacement and protracted hydrothermal mineralization // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. V. 57. P. 1817–1835.
- Claesson S., Bogdanova S. V., Bibikova E. V., Gorbatshev R.* Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // *Tectonophysics*. 2001. V. 339. P. 1–18.
- Claesson S., Huhma H., Kinny P. D. et al.* Svecofennian detrital zircon ages – implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield // *Precambrian Research*. 1993. V. 64. P. 109–130.

- Cobbold P. R., Quinquis H.* Development of sheath folds in shear regimes // *Journ. Struct. Geol.* 1980. V. 2. N 1/2. P. 119–126.
- Collerson K. D.* Age and strontium isotope systematics of the Mt. Weld carbonatite, Western Australia. Report to Union Oil Development Corporation. 1982.
- Colley H., Westra L.* The volcano-tectonic setting and mineralisation of the early Proterozoic Kemio-Orijarvi-Lohja belt, SW Finland // T. C. Pharaoh, R. D. Beckinsale, D. Rickard (Eds.). *Geochemistry and Mineralisations of Proterozoic Volcanic Suites*. Oxford: Blackwell. Geological Society of London Special Publications, 1987. V. 33. P. 95–107.
- Condie K. C.* Breakup of a Paleoproterozoic Supercontinent // *Gondwana Res.* 2002. V. 5. P. 41–43.
- Condie K. C.* Plate tectonics and crustal evolution. 3rd ed. Oxford: Pergamon Press, 1989. 476 p.
- Cook N., Sundblad K., Valkama M. et al.* Indium mineralisation in A-type granites in southeastern Finland: Insights into mineralogy and partitioning between coexisting minerals // *Chem. Geol.* 2011. N 284. P. 62–73.
- Corfu F.* U-Pb zircon geochronology of the Lofoten–Vesteralen AMCG-complex, northern Norway // *The Nordic Geological Wintermeeting*. Trondheim, Geonytt 1. 2000. P. 53.
- Corfu F., Armitage P., Kullerud K., Bergh S.* Preliminary U-Pb geochronology in the West Troms Basement Complex, North Norway: Archean and Paleoproterozoic events and younger overprints // *Norges geologiske undersøkelse Bulletin*. 2003. V. 441. P. 61–72.
- Crystal evolution of Fennoscandia-Paleomagnetic constraints* / L. Pesonen, T. Torsvik, S. Elming, G. Bylund // *Tectonophysics. Special issue*. Elsevier, 1989. N 162. P. 27–49.
- de Capitani C., Brown T.* The computation of chemical equilibrium in complex system containing non ideal solutions // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1987. V. 51. P. 2639–2652.
- Debon F., LeFort P.* A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science*. 1982. V. 73. P. 135–149.
- Dence M. R.* Impact melts // *Journal of Geophysical Research*. 1971. V. 76. P. 5552–5565.
- DePaolo D. J.* Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallisation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 52. P. 177–184.
- DePaolo D. J., Perry F. V., Baldrige W. S.* Crustal versus mantle sources of granitic magmas: a two-parameter model based on Nd isotopic studies // *Trans. Royal Soc. (Edinburgh) Earth Sci.* 1992. V. 83. P. 439–446.
- Doe B. R.* Lead isotopes. Berlin; Heidelberg; N.Y.: Springer-Verlag, 1970. 137 p.
- Dolukhanov P. M., Subetto D. A., Arslanov Kh. A. et al.* The Baltic Sea and Ladoga Lake transgressions and early human migrations in North-western Russia // *Quaternary International*. 2009. V. 203, issue 1–2. P. 33–51.
- Douce A. E.* Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometers, and consequence for biotite stability // *Hem. Geol.* 1993. N 108. P. 132–162.
- Douce A. E., Beard J. S.* Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // *J. Petrol.* 1995. N 36. P. 707–738.
- Douce A. E. P., Harris N.* Experimental constraints on Himalayan anatexis // *J. Petrology*. 1998. V. 39, N 4. P. 689–710.
- Downes H., Peltonen P., Mänttari I., Sharkov E. V.* Proterozoic zircon ages from lower crustal xenoliths, Kola Peninsula, Russia: evidence for crustal growth and reworking // *J. Geol. Soc. (London)*. 2002. V. 159. P. 485–488.
- Duchesne J. C., Hertogen J.* Le magma parental du lopolithe de Bjerkreim Sokndal (Norvege meridionale) // *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*. 1988. 306. P. 45–48.
- Duncan R. K., Willett G. C.* Mount Weld carbonatite // F. E. Hughes (Ed.). *Geology of Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea*. Australasian Institute of Mining & Metallurgy, 14. Monograph, Melbourne, 1990. P. 591–597.
- Ebadi A., Johannes W.* Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz-Ab-Or-H₂O-CO₂ // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. V. 106. P. 286–295.
- Eby G. N.* Chemical subdivision of A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // *Geology*. 1992. V. 20. P. 641–644.
- Ehlers C., Lindroos A., Selonen O.* The late Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland – a belt of transpressive deformation and granite emplacement // *Precambrian Research*. 1993. V. 64. P. 295–309.
- Ekdahl E.* Early Proterozoic Karelian and Svecofennian formations and the evolution of Raahe-Ladoga Ore Zone, based on Pielavesi area, Central Finland // *Geol. Surv. of Finland. Bull.* 1993. N 373. 137 p.
- Eklund O., Konopelko D., Rutanen H. et al.* 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield // *Lithos*. 1998. V. 45. P. 87–108.
- Eklund O., Shebanov A. D.* The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression // *Precambrian Research*. 1999. V. 95. P. 129–146.
- Elliot B. A.* Crystallisation conditions of the Wiborg rapakivi batholith, SE Finland: an evaluation of amphibole and biotite mineral chemistry // *Mineral. Petrol.* 2001. V. 72. P. 305–324.
- Elo S., Korja A.* Geophysical interpretation of the crustal and upper mantle structure in the Wiborg rapakivi granite area, southern Finland // *Precambrian Research*. 1993. V. 64, N 1–4. P. 273–288.

- Emslie R. F., Hamilton M. A., Theriault R. J.* Petrogenesis of a mid-Proterozoic Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite (AMCG) Complex: Isotopic and Chemical evidence from the Nain Plutonic Suite // *J. Geol.* 1994. V. 102, N 5. P. 539–558.
- Encarnacion P., Suavedra L., Garcia A. S., Arribas A. M.* Geoquímica del W en el rea circundante al yacimiento de scheelite de Barruecopardo (Salamanca) // *Acta Geol. Hisp.* 1976. V. 11, N 5. P. 133–136.
- Erämetsä O.* Über die Verbreitung des Indiums in Finnischen Mineralen und über seine Trennung von anderen Metallen // *Suomalaisen tiedeakatemia toimituksia, sarja A. Academie scientiarum Fennicae.* 1939. N 154. 91 p.
- Eriksson S. E.* Age of carbonatite and phoscorite magmatism of the Phalaborwa Complex (South Africa) // *Chem. Geol.* 1984. V. 46, N 4. P. 291–299.
- Eskola P.* The problem of mantled gneiss domes // *Quarterly Journal of the Geological Society of London.* 1949. V. 104. P. 461–476.
- Evensen N. M., Hamilton P. J., O’Nions R. K.* Rare earth abundances in chondritic meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1978. V. 42. P. 1199–1212.
- Fainberg E. B., Andrie P., Astapenko V. N. et al.* Deep electromagnetic soundings in Belarus: Europrobe Crustal Soundings // *Phys. Solid Earth.* 1998. V. 34. P. 486–495.
- Fairbanks R. G.* A 17,000 year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation // *Nature.* 1989. V. 342. P. 637–642.
- Fairbridge R. W.* Eustatic changes in sea level // *Physics and Chemistry of the Earth.* 1961. V. 4. P. 99–185.
- Farmer G. L.* Continental Basaltic Rocks. The Crust // H. D. Holland, K. K. Turekian (Eds.). *Treatise on Geochemistry.* Elsevier Ltd. [CD-ROM]. 2003. V. 3. P. 85–121.
- Fjeldskaar W.* How important are elastic deflections in the Fennoscandian postglacial uplift? // *Norsk Geologisk Tidsskrift.* 2000. V. 80. P. 57–62.
- Fjeldskaar W.* The flexural rigidity of Fennoscandia inferred from the post-glacial uplift // *Tectonics.* 1997. 16. P. 596–608.
- Fjeldskaar W.* Viscosity and thickness of the asthenosphere detected from the Fennoscandian uplift // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. 126. P. 399–410.
- Fjeldskaar W., Amantov A.* Effects of glaciations on sedimentary basins // *Journal of Geodynamics.* 2017a. V. 118. P. 66–81.
- Fjeldskaar W., Amantov A.* Tilted Norwegian post-glacial shorelines require a low viscosity asthenosphere and a weak lithosphere // *Regional Geology and Metallogeny.* 2017b. N 70. P. 48–59.
- Fjeldskaar W., Amantov A.* Younger Dryas transgression in western Norway: a modelling approach // *Norwegian J. of Geology.* 2018. V. 98, N 1.
- Fjeldskaar W., Bondevik S., Amantov A.* Glaciers on Svalbard survived the Holocene thermal optimum // *Quaternary Science Reviews.* 2018. V. 199. P. 18–29.
- Fleche M. R., Camire G.* Geochemistry and provenance of metasedimentary rocks from the Archean Golden Pond sequence (Casa Berardi mining district, Abitibi subprovince) // *Canadian Journal of Earth Sciences.* 1996. 33(5). P. 676–690.
- Frost B. R., Frost C. D., Hulsebosch T. P., Swapp S. M.* Origin of the Charnockites of the Louis Lake Batholith, Wyoming // *J. Petrol.* 2000. V. 41. P. 1759–1776.
- Frost C. D., Frost B. R.* Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection // *Geology.* 1997. V. 25. P. 647–650.
- Frost C. D., Frost B. R., Bell J. M., Chamberlain K. R.* The relationship between A-type granites and residual magmas from anorthosite; evidence from the northern Sherman batholith, Laramie Mountains, Wyoming, USA // *Precambrian Research.* 2002. V. 45. P. 45–71.
- Frosterus B.* Über Kaolin im kristallinen Felsgrunde Finnlands // *Fennia.* 1928. V. 50, N 39. P. 1–34.
- Gaal G.* Proterozoic tectonic evolution and late Svecokarelian plate deformation of the Central Baltic Shield // *Geol. Rundsch.* 1982. B. 71. H. 1. P. 158–170.
- Frosterus B., Wilkman W. W.* Suomen Geologinen Yleiskartta. Lehti D 3. Joensuu. Vuorilajikartan selitys. Geologinen toimisto. 1924. 189 p.
- Gaal G., Gorbatshev R.* An outline of the Precambrian evolution of the Baltic shield // *Precambrian Research.* 1987. V. 35. P. 15–52.
- Geraldes M. C., Teixeira W., Heilbron M.* Lithospheric versus asthenospheric source of the SW Amazonian craton A-type granites; the role of the Paleo- and Mesoproterozoic accretionary belts for their coeval continental suites // *Episodes.* 2004. V. 27, N 3. P. 185–189.
- Geyko V. S.* A general theory of the seismic travel-time tomography // *Геофиз. журн.* 2004. Т. 26, N 2. С. 3–32.
- Glaznev V. N., Mints M. V., Muravina O. M. et al.* Complex geological-geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: Nature of density layering of the crust and the crust-mantle boundary // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2015. V. 6, N 2. P. 133–170.
- Goldstein S. J., Jacobsen S. B.* Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249–265.
- Golubsova N. S., Kováčiková S., Sokolova E. Yu., LADOGA WG.* Study of the deep conductivity structure of Lake Ladoga region: quasi-3D and 3D models // *Deep structure and geodynamics of Lake Ladoga region. Petrozavodsk,* 2017. P. 287–291.

- Gorbatschev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Research. 1993. V. 64. P. 3–21.
- Gorokhov I. M., Varshavskaya E. S., Kutuyavin E. P., Lobach-Zhuchenko S. B.* Preliminary Rb-Sr geochronology of the North Ladoga Region, Soviet Karelia // Eclogae geol. Helv. 1970. V. 63, N 1. P. 95–104.
- Gower C. F.* The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada // Precambrian Crustal evolution in the North Atlantic Region. 1996. N 12. P. 197–218.
- Graham S., Lambert D., Shee S.* The petrogenesis of carbonatite, melonite and kimberlite from the Eastern Goldfield Province, Yilgarn Craton // Lithos. 2004. 76. P. 519–533.
- Green T. H.* Experimental evidence for the role of accessory phases in magma genesis // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1981. N 10. P. 405–422.
- Griffin W. L., Taylor P. N., Hakkinen J. W. et al.* Archaean and Proterozoic crustal evolution in Lofoten–Vesteralen, N. Norway // J. Geol. Soc. Lon. 1978. V. 135. P. 629–647.
- Groot-Hedlin C., Constable S.* Occam's inversion to generate smooth, two dimensional models from magnetotelluric data // Geophysics. 1990. V. 55. P. 1613–1624.
- Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M. et al.* Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Reviews. 1998. V. 13. P. 7–27.
- Groves D. I., Goldfarb R. J., Robert F., Hart C. J. R.* Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Economic Geology. 2003. V. 98. P. 1–29.
- Haapala I.* Magmatic and Postmagmatic Processes in Tin-mineralized Granites: Topas-bearing Leicogranite in the Eurajoki Stock, Finland // J. Petrol. 1997. V. 38. P. 1645–1659.
- Haapala I.* Metallogeny of the Proterozoic rapakivi granite of Finland // Granite-related mineral deposits: geology, petrogenesis, and tectonic setting // P. R. Taylor (Ed.). Extended Abstracts of Papers Presented at the Canadian Institute of Mining and Metallurgy Conference on Granite-Related Mineral Deposits, Sept. 15–17, 1985. Halifax, Canada, 1985. P. 123–131.
- Haapala I.* Metallogeny of the Rapakivi Granites // Mineral. Petrol. 1995. V. 54. P. 149–160.
- Haapala I.* Some petrological and geochemical characteristics of rapakivi granite and associated with greisen type Sn, Be and W mineralization in the Eurajoki and Kumi areas, Southern Finland // M. Štemprok (Ed.). Metallization Associated with Acid Magmatism / Geological Survey. Prague, 1974. P. 159–169.
- Haapala I., Rämö O. T.* Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites of the Finland // Geol. Soc. of Amer. Spec. Paper. 1990. V. 246. P. 275–286.
- Haapala I., Rämö O. T.* Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Fennoscandia // Trans. R. Soc. Edinburg. Earth Sci. 1992. V. 83. P. 165–171.
- Hackman V.* Sortavalan seudun kivilajikartta // Geologisen toimikunnan julkaisema. 1929.
- Hackman V.* Suomen Geologinen Yleiskartta. Lehti D 2. Savonlinna. Kivilajikartan selitys. Suomen Geologinen Toimikunta. 1933. 175 p.
- Hackman V., Berghell H.* Geologisk översiktskarta över Finland. Sektion D 2. Nyslott. Skala 1 : 400 000. Geologiska Kommissionen. 1933.
- Halls H. C.* Matachewan dyke swarm, Canada: an early Proterozoic magnetic field reversal // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. 105 (1/2). P. 279–292.
- Hanchar J. M., Miller C. E.* Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: implication for interpretation of complex crustal histories // Chem. Geol. 1993. V. 100. P. 1–13.
- Hansen F. D., Carter N. L.* Creep of selected crustal rocks at 1000 MPa // Trans. Amer. Geophys. Union. 1982. V. 63. P. 437.
- Hanski E., Huhma H., Vaasjoki M.* Geochronology of northern Finland: a summary and discussion // Geol. Surv. of Finland. Spec. Pap. 2001. V. 33. P. 255–279.
- Harben P. W.* The Industrial Minerals Handy Book. A guide to markets, specifications & prices. London: Industrial Minerals Division Metal Bulletin, 1995. 254 p.
- Harmer R. E.* Mineralisation of the Phalaborwa Complex and the carbonatite connection in iron oxide-Cu-Au-U-REE deposits // T. M. Porter (Ed.). Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective. Australian Mineral Foundation. Adelaide, 2000. P. 331–340.
- Hart R. J., Andreoli M. A. G., Tredoux M. et al.* Late Jurassic age for the Morokweng impact structure, southern Africa // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. 147. P. 25–35.
- Haskin L. A., Helmke P. A., Paster T. P., Allen R. O.* Rare earths in meteoritic, terrestrial, and lunar matter // A. Brunfelt, E. Steinnes (Eds.). Activation Analysis in Geochemistry and Cosmochemistry. Proc. NATO Conf. on Activation Analysis in Geochemistry. Oslo: Universitetsforlaget, 1971. P. 201–218.
- Haskin L. A., Wildeman T. R., Haskin M. A.* An accurate procedure for the determination of the rare earths by neutron activation // Journal of Radioanalytical Chemistry. 1968. 1. P. 337–348.
- Heinonen A. P., Rämö O. T., Mänttari I. et al.* Zircon as a Proxy for the Magmatic Evolution of Proterozoic Ferroan Granites; the Wiborg Rapakivi Granite Batholith, SE Finland // J. Petrol. 2017. V. 58, N 12. P. 2493–2517.
- Helovuori O.* Geology of the Pyhäsalmi ore deposit, Finland // Economic Geology. 1979. V. 74. P. 1084–1101.

- Hietanen A.* Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian in Finland // *J. Res. US Geol. Surv.* 1975. N 3. P. 631–645.
- Hjelt S. E.* Deep electromagnetic studies of the Baltic shield // *J. Geophysics.* 1984. V. 55, N 3. P. 144–152.
- Hjelt S. E., Korja T., Kozlovskaya E. et al.* BEAR and SVEKALAPKO Seismic Tomography Working Group. Electrical conductivity and seismic velocity structures of the lithosphere beneath the Fennoscandian Shield // *Geological Society, London, Memoirs.* 2006. 32. P. 541–559.
- Hodych J. P., Dunning G. R.* Did the Manicouagan impact trigger end-of-Triassic mass extinction? // *Geology.* 1992. 20. P. 51–54.
- Hoffman E. L., MacLean W. H.* Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pd-Bi-Te system // *Economic Geology.* 1976. 71 (7). P. 1461–1468.
- Hoffman P. F.* Precambrian Geology and Tectonic History of North America: An Overview // *A. W. Bally, A. R. Palmer (Eds.). The Geology of North America. Geol. Soc. Amer.* 1989. V. P. 447–512.
- Hoffman P. F.* United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences.* 1988. V. 16. P. 543–603.
- Hofmann A. W.* Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements. The Mantle and Core. V. 2 // *H. D. Holland, K. K. Turekian (Eds.). Treatise on Geochemistry. Elsevier Ltd. [CD-ROM].* 2003. P. 61–101.
- Holdaway M. J.* Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram // *Amer. J. Sci.* 1971. V. 271. P. 97–131.
- Holland T. J. B., Powell R.* An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // *J. Metamorphic Geol.* 1998. V. 16. P. 309–344.
- Holls H. C., Davis D. W.* Paleomagnetism and U-Pb geochronology of the 2.17 Ga Biscotasing dyke swarm, Ontario, Canada: evidence for vertical-axis crustal rotation across the Kapuskasing Zone // *Canadian Journal of Earth Sciences.* 2004. 41(3). P. 255–269.
- Hölttä P.* Contact metamorphism of the Vaaraslahti pyroxene granitoid intrusion in Pielavesi, central Finland // *Geol. Surv. of Finland. Bull.* 1995. V. 382. P. 27–79.
- Hölttä P.* Metamorphic zones and the evolution of granulite grade metamorphism in the early Proterozoic Pielavesi area, central Finland // *Geol. Surv. of Finland. Bull.* 1988. V. 344. 50 p.
- Hölttä P.* Observations on the metamorphic reactions and PT conditions in the Turku granulite area // *Geol. Surv. of Finland. Bull.* 1986. V. 339. P. 43–58.
- Houmark-Nielsen M.* MIS 3 interstadial climate and rapid ice advances in the south-western Baltic // *SKB P-09-10* 8 p. 2009.
- Huhma H.* Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland // *Geol. Surv. of Finland. Bull.* 1986. N 337. 52 p.
- Hughes A. L. C., Gyllencreutz R., Lohne Ø. S. et al.* The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction. DATED-1 // *Boreas.* 2016. 45. P. 1–45.
- Huhma H., Claesson S., Kinny P. D., Williams I. S.* The growth of the Early Proterozoic crust: new evidence from Svecofennian detrital zircons // *Terra Nova.* 1991. V. 3, N 2. P. 175–179.
- Huhma H., Cliff R. A., Pertunen V., Sakko M.* Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: the Perapohja Belt in northern Finland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 104. P. 369–379.
- Huppert H. E., Sparks R. S. J.* The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // *J. Petrol.* 1988. V. 29. P. 599–624.
- Huston D. L., Mernagh T. P., Steffen G., Hagemann S. G. et al.* Tectono-metallogenic systems – the place of mineral systems within tectonic evolution, with an emphasis on Australian examples // *Ore Geology Reviews.* 2016. V. 76. P. 168–210.
- Hyvärinen L., Kinnunen K., Mäkelä M.* The geochemistry, fluid inclusions, sulfur isotopes and origin of the Hammaslahti copper ore deposit, Finland // *Geol. Surv. of Finland. Bull.* 1977. N 293. 23 p.
- Ijewliw O. J.* Petrology of the golden cluster lamprophyres in southeastern British Columbia // *Geological Fieldwork.* 1991. V. 82. P. 37–45.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canadian Journal of Earth Sciences.* 1971. V. 8. P. 523–547.
- Ivanikov V. V., Philippov N. B., Shelemotov A. S., Golubev A. I.* Average chemical composition of early proterozoic metaturbidites from the Ladoga formation: reconstruction by the tagamites of the Janisjarvi meteoritic crater (South Karelia) // *Abstracts 6th Workshop SVEKALAPKO an EUROPROBE project. Lammi, Finland.* 2000.
- Ivashchenko V. I., Lavrov O. B., Sundblad K., Toritsin A. N.* Au-Ag-Bi-Te-Se vein mineralization at Roikonkoski, Karelia, northern Lake Ladoga region // *Geol. Surv. of Finland. Spec. pap.* 2007. Guide 53. P. 51–56.
- Jackson N., Manning D. A. C., Sams M.* Evolution of the Cornubian Ore Field, Southwest England: Part II. Mineral Deposits and Ore-Forming Processes // *Economic Geology.* 1989. V. 84. P. 1101–1133.
- Jacobsen S. B., Wasserburg G. J.* Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
- Jahn B. M., Wu F., Capdevila R. et al.* Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing's an Mountains in NE China // *Lithos.* 2001. V. 59. P. 171–198.

- Japas M. S., Héctor G., Oriolo S., Vilas J.* Basement-involved deformation overprinting thin-skinned deformation in the Pampean flat-slab segment of the southern Central Andes, Argentina // *Geol. Mag.* 2016. V. 153, N 5/6. P. 1042–1065.
- Johannes W., Holtz F.* Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Berlin: Springer, 1996. 335 p.
- Johnson M. R. W., Harley S. L.* Orogenesis: the making of mountains. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2012. 388 p.
- Jourdan F., Renne P. R., Reimold W. U.* High-precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of the Jänisjärvi impact structure (Russia) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. N 265. P. 438–449.
- Kahkonen Y.* Geochemistry and petrology of the metavolcanic rocks of the early Proterozoic Tampere Schist Belt, southern Finland // *Geol. Surv. of Finland. Bull.* 1989. V. 345. 107 p.
- Kalm V.* Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea / *Quaternary Science Reviews.* 2012. 44. P. 51–59.
- Kalm V., Raukas A., Rattas M., Lasberg K.* Pleistocene glaciations in Estonia // P. L. Gibbard, P. D. Hughes (Eds.). *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology: a closer look. Developments in Quaternary Science.* V. 15. Amsterdam: Elsevier, 2011. P. 95–104.
- Kamo S. L., Reimold W. U., Krogh T. E., Colliston W. P.* A 2.023 Ga age for the Vredefort impact event and a first report of shock metamorphosed zircons in pseudotachylitic breccias and Granophyre // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. 144. P. 369–387.
- Kaneda H., Takenouchi S., Shoji T.* Stability of pentlandite in the Fe-Ni-Co-S system // *Mineralium Deposita.* 1986. N 21. P. 169–180.
- Kapsiotis A., Rassios A., Antonelou A., Tzamos E.* Genesis and multi-episodic alteration of zircon-bearing chromitites from the Ayios Stefanos Mine, Othris Massif, Greece: Assessment of an unconventional hypothesis on the origin of zircon in ophiolitic chromitites // *Minerals.* 2016. T. 6, N 124. P. 2–35.
- Karhu J. A.* Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield // *Geol. Surv. of Finland. Bull.* 1993. V. 371. 87 p.
- Karki A., Korja T., Mahmoud M. et al.* Structure of the Raahe-Ladoga Shear Complex // *Extended abstracts. Proceedings of LITHOSPHERE 2012 Symposium, November 6–8/ 2012, Espoo, Finland.* P. 55–58.
- Karlstrom K. E., Åhäll K.-I., Harlan S. S. et al.* Long-lived (1.8–1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica, and implications for refining Rodinia // *Precambrian Research.* 2001. V. 111. P. 5–30.
- Kelbert A., Meqbel N., Egbert G. D., Tandon K.* ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // *Computers & Geosciences.* 2014. 66. P. 40–53.
- Kempton P. D., Downes H., Neymark L. A. et al.* Garnet granulite xenoliths from the northern Baltic shield – the underplated lower crust of Palaeoproterozoic large igneous province? // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 731–763.
- Kempton P. D., Downes H., Sharkov E. V. et al.* Petrology and geochemistry of xenoliths from the Northern Baltic shield: evidence for partial melting and metasomatism in the lower crust beneath an Archaean terrane // *Lithos.* 1995. V. 36. P. 157–184.
- Kierulf H. P., Steffen H., Simpson M. J. R. et al.* A GPS velocity field for Fennoscandia and a consistent comparison to glacial isostatic adjustment models // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2014. 119. P. 6613–6629.
- Kilpeläinen T., Korikovsky S., Korsman K. et al.* Tectono-metamorphic evolution in the Tampere-Vammala area // *Geol. Surv. of Finland. Bull.* 1994. Guide 37. P. 27–34.
- Kohonen J.* From continental rifting to collisional crustal shortening – Paleoproterozoic Kaleva metasediments of the Haytianen area in North Karelia, Finland // *Geol. Surv. of Finland. Bull.* 1995. V. 380. 82 p.
- Kohonen J., Marmo J.* Proterozoic lithostratigraphy and sedimentation of Sariola- and Jatuli-type rocks in Nunnanlahti-Koli-Kaltimo area, eastern Finland; implication for regional basin evolution models // *Geol. Surv. of Finland. Bull.* 1992. V. 364. 67 p.
- Koistinen T., Saltykova T.* (Eds.). Structure-lithology metamorphism and metallogeny of the Raahe-Ladoga Zone, Map 1: Structure-lithology 1 : 1 000 000 // *Geol. Surv. of Finland. Espoo, 1999.*
- Koistinen T., Stephens M. B., Bogatchev V. et al.* Geological Map of the Fennoscandian Shield, scale 1 : 2 000 000 // *Geol. Surv. of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia.* 2001.
- Kononova V. A., Pervov V. A., Parsadanyan K. S.* Sr-Nd isotopy, age and geochemistry of the megacryst-bearing lamprophyres of the Ladoga region: evidence of their lithospheric source // *Earth Sciences.* 2000. V. 370. P. 157–159.
- Konopelko D., Eklund O.* Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domain, NW Ladoga Lake Region, Russian Karelia // *Precambrian Research.* 2003. V. 120. P. 37–53.
- Konopelko D., Eklund O., Ivanikov V.* 1.8 Ga phosphorus-rich lamprophyre-granitoid complexes in the Fennoscandian shield: parental magmas and fractionation paths // *Acta Universitatis Carolinae – Geologica.* 1998. 42 (1). P. 51–54.
- Konopelko D. L., Ivanikov V. V.* Postorogenic intrusion of the NW Ladoga region // I. Haapala, O. T. Rämö, P. Kosunen (Eds.). *The Seventh International Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks.* Helsinki, 24–26 July 1996. Abstract Volume. Helsinki: Helsinki University Press, 1996. 37 p.

- Konopelko D., Savatenkov V., Glebovitsky V. et al.* Nd isotope variation across the Archaean-Proterozoic boundary in the North Ladoga Area, Russian Karelia // GFF. 2005. 127. P. 115–122.
- Kopytenko E. A., Palshin N. A., Poljakov S. V. et al.* New portable multifunctional broadband MT System // IAGA WG 1.2 on Electromagnetic Induction in the Earth 20th Workshop Abstract, Egypt. 2010.
- Korja A., Heikkinen P. J.* Seismic images of Paleoproterozoic microplate boundaries in the Fennoscandian Shield // K. C. Condie, V. Pease (Eds.). When did plate tectonics begin on Planet Earth?: Geological Society of America. Special Paper 440. 2008. P. 229–248.
- Korja A., Lahtinen R., Nironen M.* The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs // Gee D. G., Stephenson R. A. European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs. 2006. V. 32. P. 561–578.
- Korja T., Engels M., Zhamaletdinov A. A. et al.* Crustal conductivity in Fennoscandia – a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield // Earth Planets Space. 2002. V. 54. P. 535–558.
- Korja T., Luosto U., Korsman K., Pajunen M.* Geophysical and metamorphic features of Palaeoproterozoic Svecofennian orogeny and Palaeoproterozoic overprinting on Archaean crust // Geol. Surv. of Finland. 1994. Guide 37. P. 11–20.
- Korja T., Tuisku P., Pernu T., Karhu J.* Lapland Granulite Belt: implications for properties and evolution of deep continental crust // Terra Nova. 1996. 8. P. 48–58.
- Korotev Randy L.* “Rare Earth Plots” and the concentrations of rare earth elements (REE) in chondritic meteorites. URL: <http://meteorites.wustl.edu/goodstuff/ree-chon.htm> (дата обращения 10.04.2011).
- Korsman K.* Progressive metamorphism of the metapelites in the Rantasalmi-Sulkava area, southeastern Finland // Geol. Surv. of Finland. Bull. 1977. V. 290. 82 p.
- Korsman K., Hölttä P., Hautala T., Wasenius P.* Metamorphism as an indicator of evolution and structure of crust in eastern Finland // Geol. Surv. of Finland. 1984. V. 328. 40 p.
- Korsman K., Korja T., Pajunen M. et al.* The GGT/SVEKA Transect: Structure and Evolution of the Continental Crust in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland // International Geology Review. 1999. V. 41. P. 287–333.
- Korsman K., Niemela R., Wasenius P.* Multistage evolution of the Proterozoic crust in the Savo schist belt, eastern Finland // Geol. Surv. of Finland. Bull. 1988. V. 343. P. 89–96.
- Kousa J., Martilla E., Vaasjoki M.* Petrology, geochemistry and timing of early Proterozoic metavolcanic rocks in the Pyhajarvi region, central Finland // Geol. Surv. of Finland. Spec. Pap. 1994. V. 19. P. 7–28.
- Kováčiková S., Červ V., Praus O.* Modelling of the conductance distribution at the eastern margin of the European Hercynides // Studia geophys. geod. 2005. V. 49. P. 403–421.
- Koziol A. M., Newton R. C.* Grossular activity – composition relationship in ternary garnets determined by reversed displaced-equilibrium experiments // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. V. 103. P. 423–433.
- Kriegsman L. M.* Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites // Lithos. 2001. V. 56. P. 75–96.
- Krogh T. E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
- Kruger F. J.* The Sr-isotopic stratigraphy of the western Bushveld Complex // South African Journal of Geology. 1994. 97(4). P. 393–398.
- Kukkonen I. T.* Outokumpu Deep Drilling Project 2003–2019 // Geol. Surv. of Finland. Spec. Pap. 2011. V. 51. 252 p.
- Kukkonen I. T., Lahtinen R.* Finnish reflection experiment FIRE 2001–2005 // Geol. Surv. of Finland. Spec. Pap. 2006. V. 43. 247 p.
- Kuno H.* Origin of andesite and its bearing on the island arc structure // Bull. Volk. 1968. V. 32. P. 141–176.
- Kurhila M., Mänttari I., Vaasjoki M. et al.* U-Pb geochronology of the late Svecofennian Leucogranites of Southern Finland // Precambrian Research. 2011. V. 190. P. 1–24.
- Laajoki K.* Karelian supracrustal rocks // M. Lehtinen, P. A. Nurmi, O. T. Rämö (Eds.). Precambrian Geology of Finland – key to the evolution of the Fennoscandian Shield. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 279–342.
- Lacombe O., Bellahsen N.* Thick-skinned tectonics and basement-involved fold-thrust belts: insights from selected Cenozoic orogens // Geol. Mag. 2016. V. 153, N 5/6. P. 763–810.
- Lahti I., Korja T., Pedersen L. and the BEAR Working Group.* Lithospheric conductivity along the GGT/SVEKA transect in the Central Fennoscandian Shield // Geophys. J. Int. 2004. (submitted).
- Lahtinen R.* Crustal evolution of the Svecofennian and Karelian domains during 2.1–1.79 Ga, with special emphasis on the geochemistry and origin of 1.93–1.91 Ga gneissic tonalites and associated supracrustal rocks in the Rautalampi area, central Finland // Geol. Surv. of Finland. Bull. 1994. V. 378. 128 p.
- Lahtinen R.* Geochemistry of Palaeoproterozoic supracrustal and plutonic rocks in the Tampere-Hameenlinna area, southern Finland // Geol. Surv. of Finland. Bull. 1996. V. 389. 113 p.
- Lahtinen R., Huhma H., Kousa J.* Contrasting source components of the Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: detrital zircon U-Pb, Sm-Nd and geochemical data // Precambrian Research. 2002. V. 116. P. 81–109.
- Lahtinen R., Korja A., Nironen M.* Palaeoproterozoic tectonic evolution // M. Lehtinen, P. A. Nurmi, O. T. Rämö (Eds.). The Precambrian Geology of Finland – key to the evolution of the Fennoscandian Shield. Amsterdam. Elsevier, 2005. P. 418–532.

Lahtinen R., Nironen M. Paleoproterozoic lateritic paleosol–ultra-mature/mature quartzite–meta-arkose successions in southern Fennoscandia – intra-orogenic stage during the Svecofennian orogeny // *Precambrian Research*. 2010. V. 183. P. 770–790.

Laitakari I., Rämö T., Suominen V. et al. Subjotnian: rapakivi granites and related rocks in the surroundings of the Gulf of Finland // Explanation to the Map of Precambrian Basement of the Gulf of Finland and Surrounding Area 1 : 1 Million (T. Koistinen, Ed.). Geol. Surv. of Finland. Spec. Pap. 1996. V. 21. P. 59–97.

Lambeck K. Geophysical Geodesy: The Slow Deformations of the Earth. Oxford, UK: Oxford Univ. Press, 1988. 718 p.

Larin A. M., Amelin Yu. V., Neymark L. A., Krymsky R. Sh. The origin of the 1.73–1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian Platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*. 1997. V. 69 (3). P. 295–312.

Larsen E., Fredin O., Lyså A. et al. Causes of time-transgressive glacial maxima positions of the last Scandinavian Ice Sheet // *Norwegian Journal of Geology*. 2016. V. 96, N 2.

Latvalahti U. Cu-Pb-Zn ores in the Aijala-Orijarvi area, Southwest Finland // *Economic Geology*. 1979. V. 74. P. 1035–1059.

Lauerma R., Kursun J. Pre-Quaternary rocks of the Kursu and Salla map-sheet areas. Geological map of Finland 1 : 100 000, Explanation to the map of Pre-Quaternary Rocks, Sheets 3643, 4621 + 4623. 1995. 40 p.

Le Bas M. J. IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks // *J. Petrol.* 2000. V. 41, N 10. P. 1467–1470.

Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B. Igneous rocks: IUGS classification and glossary: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge: Cambridge university press, 2002.

Lefebvre N., Kopylova M., Kivi K. Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa, Ontario, Canada: Unconventional diamondiferous volcanoclastic rocks // *Precambrian Research*. 2005. V. 138. P. 57–87.

Lehtilä T. Palaeoproterozoic and Archaean geology of the Tohmajärvi-Kitee-Sortavala area, Finnish and Russian Karelia. Pro Gradu thesis, Turku University. 2007. 161 p.

Levin T., Engström J., Baltybaev Sh., Levchenkov O. Late-Svecofennian transpressive deformation in SW Finland: evidence from late-stage D3 structures // *GFF*. 2005. V. 127. P. 129–137.

Li S., Unsworth M. J., Booker J.R. et al. Partial melt or aqueous fluids in the Tibetan crust: constraints from INDEPTH magnetotelluric data // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 153. P. 289–304.

Lindh A. Westward growth of the Baltic shield // *Precambrian Research*. 1987. V. 35. P. 53–70.

Lindroos A., Römer R. L., Ehlers C., Alviola R. Late-orogenic Svecofennian deformation in SW Finland constrained by pegmatite emplacement ages // *Terra Nova*. 1996. V. 8. P. 567–574.

Liou J. G. Alncime equilibria // *Lithos*. 1971. V. 4. P. 389–402.

Liu J. Indium Mineralization in a Sn-Poor Skarn Deposit: A Case Study of the Qibaoshan Deposit, South China // *Minerals*. 2017. T. 7, N 76. P. 1–16.

Loukola-Ruskeeniemi K., Gaál G., Karppanen T. Geochemistry, structure and genesis of the Hammaslahti copper mine – explorational tools for a sediment-hosted massive sulphide deposit // *Geol. Surv. of Finland. Spec. Pap.* 12. 1991. P. 101–106.

Loukola-Ruskeeniemi K., Gaál G., Karppanen T. Geochemical and structural characteristics of a sediment-hosted copper deposit at Hammaslahti, Finland: comparison with Besshi-type massive sulphide deposits // Y. T. Maurice (Ed.). Proceedings of the Eighth Quadrennial IAGOD Symposium, Ottawa, Canada, August 12–18, 1990. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1992. P. 551–569.

Lubnina N., Mertanen S., Soderlund U. et al. A new key pole for the East European Craton at 1452 Ma: Palaeomagnetic and geochronological constraints from mafic rocks in the Lake Ladoga region (Russian Karelia) // *Precambrian Research*. 2010. T. 183, N 3. P. 442–462.

Ludwig K. P. Isoplot/Ex. A User's Manual; Berkeley, CA, USA. Berkeley Geochronology Center. 2001. Special Publication, N 1a. 56 p.

Ludwig K. P. SQUID 1.00. A User's Manual; Berkeley, CA, USA. Berkeley Geochronology Center. 2000. Special Publication. N 2. 17 p.

Ludwig K. R. ISOPLOT/Ex. Version 1.00 // Berkeley Geochronology Center. Special Publication. 1998. N 1. P. 143.

Ludwig K. R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rep. 88-542. 1987–1991. 35 p.

Lundqvist T., Bøe R., Kousa J. et al. Bedrock map of Central Fennoscandia. Scale 1 : 1 000 000. Geol. Surv. Finland (Espoo), Norway (Trondheim) and Sweden (Uppsala). 1996.

Lundqvist T., Vaasjoki M., Skiöld T. Preliminary note on the occurrence of Archaean rocks in the Vallen-Alhamn area, northern Sweden // Th. Lundqvist (Ed.). Radiometric dating results 2, Division of Bedrock Geology, Geological Survey of Sweden // *Sveriges Geologiska Undersökning*. 1996. C828. P. 32–33.

Luo Z., Lu X. X., Guo S. F., Zongfeng Y. Metallogenic systems on the transmagnetic fluid theory // *Acta Petrologica Sinica*. 2008. 24 (12). P. 2669–2678.

Luosto U. Structure of earth's crust in Fennoscandia as revealed from refraction and wide-angle reflection studies // *Geophysica*. 1997. 33 (1). C. 3–16.

- Luosto U., Lanne E., Korhonen H. Deep structure of the Earth's crust on the SVEKA profile in central Finland // *Ann. Geophys.* 1984. V. 2. P. 559–570.
- Luosto U., Tiira T., Korhonen H. et al. Crust and upper mantle structure along the DSS Baltic profile in SE Finland // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 101. P. 89–110.
- Mackenzie W. S., Adams A. E. A colour atlas of rocks and minerals in thin section. London: Manson Publishing Ltd., 1994. 192 p.
- Mackie R. L., Smith J. T., Madden T. R. Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: the magnetotelluric example // *Radio Science.* 1994. V. 29. P. 923–935.
- Mäkitie H. Structural analysis and metamorphism of Paleoproterozoic metapelites in the Senäjoki-Ilmajoki area, western Finland // *Geol. Soc. of Finland. Bull.* 1999. N 71. Pt. 2. P. 305–328.
- Mäkitie H., Lahti S. Pre-Quaternary rocks of the Senäjoki map-sheet area. Geological map of Finland 1 : 100 000, Sheet 2222. Geol. Serv. of Finland. Bull. 1991. 60 p.
- Maniar P. D., Piccoli P. M. Tectonic Discrimination of Granitoids // *Geol. Soc. of America Bull.* 1989. N 101. P. 635–643.
- Mapeo R. B. M., Kampuznu A. B., Ramokate L. V. et al. Bushveld-age magmatism in southeastern Botswana: evidence from U-Pb zircon and titanite geochronology of the Moshaneng Complex // *South African Journal of Geology.* 2004. V. 107. P. 219–232.
- Marek Grad, Timo Tiira and ESC Working Group. The Moho depth map of the European Plate // *Geophys. J. Int.* 2009. V. 176. C. 279–292.
- Marmo J., Kohonen J., Sarapa O., Aikas O. Sedimentology and stratigraphy of the lower Proterozoic Sariola and Jatuli Groups in the Koli – Kaltimo Area, eastern of Finland // *Geol. Surv. of Finland. Spec. Pap.* 5. 1988. P. 11–28.
- Mattila J. Geochemical and Sm-Nd isotopic constraints on the crustal evolution of the Kitee-Lahdenpohja area, southeastern Finland and northwestern Russia. M.Sc. Thesis, Department of Geology, University of Turku, Finland. 2004. 102 p.
- McDonough W. F., Sun S. S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. N 120. P. 223–253.
- Mei S., Bai W., Hiraga T., Kohlstedt D. L. Influence of melt on the creep behavior of olivine-basalt aggregates under hydrous conditions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 201. P. 491–507.
- Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chem. Geol.* 1986. V. 56. P. 207–218.
- Middlemost E. Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth-Sci Rev.* 1994. V. 37. P. 215–224.
- Miettinen J., Grönlund E., Simola H. et al. Palaeolimnology of Lake Piene-Kuuppalanlampi (Kurkijoki, Karelian Republic, Russia): isolation history, lake ecosystem development and long-term agricultural impact // *Journal of Paleolimnology.* 2002. N 1. P. 27–29.
- Mints M. V., Dokukina K. A., Konilov A. N. et al. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure // *Geol. Soc. of America. Special Paper.* 2015. 510, 433.
- Mitchell J. N., Scoates J. S., Frost C. D. High-Al gabbros in the Larami Anorthosite Complex, Wyoming: implications for the composition of melt parental to Proterozoic anorthosite // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. V. 119. P. 166–180.
- Mitrofanov F. P., Sharov N. V., Zagorodny V. G. et al. Crustal structure of the Baltic Shield along the Pechenga-Kostomuksha-Lovisa geotraverse // *International Geology Review.* 1998. V. 40, N 11. P. 990–997.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K. et al. Nomenclature of pyroxenes // *American Mineralogist.* 1988. V. 73. P. 1123–1133.
- Morrison G. W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association // *Lithos.* 1980. V. 13. P. 97–108.
- Morton J. L., Zierenberg R. A., Reiss C. A. Geologic, hydrothermal, and biologic studies at Escanaba Trough, Corda Ridge, offshore northern California // *United States Geological Survey, Bulletin.* 1994. V. 2022. P. 1–359.
- Mullen E. D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 62. P. 53–62.
- Muller D., Forrestal P. The shoshonite porphyry Cu-Au association at Bajo de la Alumbrera, Catamarca Province, Argentina // *Mineral. Petrol.* 1998. V. 64. P. 47–64.
- Müller N., Hartung J. B., Jessberger E. K., Reimold W. U. 40Ar–39Ar ages of Dellen, Jänisjärvi, and Sääksjärvi impact craters // *Meteoritics.* 1990. 25 (1). P. 1–10.
- Naganjaneyulu K. M., Santos. Geophysical signatures of fluids in a reactivated Precambrian collisional suture in central India // *Geoscience Frontiers.* 2011. 2 (3). P. 289–301.
- Nance W. B., Taylor S. R. Rare earth element patterns and crustal evolution – I. Australian post-Archean sedimentary rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1976. V. 40. P. 1539–1545.
- Nelson B. K., DePaolo D. J. Rapid production of continental crust 1.7–1.9 b.y. ago: Nd and Sr isotopic evidence from the basement of the North America midcontinent // *Geol. Soc. of America Bull.* 1985. V. 96. P. 746–754.
- Nesbit B. E. Fluid flow and chemical evolution in the genesis of hydrothermal ore deposits // *Short Course on Fluids in Tectonically Active Regimes of the Continental Crust* / B. E. Nesbit (Ed.). Mineral. Assoc. Canada, 1990. P. 261–292.

- Nesbitt H. W., Yong G. M. Formation and diagenesis of weathering profiles // *Journal of Geology*. 1989. V. 97. P. 129–147.
- Nesbitt H. W., Yong G. M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. V. 48. P. 1523–1534.
- Neymark L., Amelin Yu., Larin A. Geochronology and isotope geochemistry of the 1.54–1.57 Ga old Salmi anorthosite-rapakivi granite batholith (North Ladoga region, Soviet Karelia) // *Rapakivi granites and related rocks*. Geol. Surv. of Finland. Guide 34. IGCP. Project 315. Abstr. 1991. 36 p.
- Neymark L., Amelin Yu., Larin A. Geochronology of the rocks of the Salmi batholith // *Excursion. Salmi batholith and Pitkaranta ore field in Soviet Karelia*. Espoo: University of Helsinki, 1991. P. 34–40.
- Neymark L. A., Amelin Yu. V., Larin A. M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi rapakivi granite-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // *Mineral. Petrol.* 1994. V. 50. P. 173–193.
- Neymark L. A., Holm-Denoma Ch. S., Moscati R. J. In situ LA-ICPMS U-Pb dating of cassiterite without a known-age matrix-matched reference material: Examples from worldwide tin deposits spanning the Proterozoic to the Tertiary // *Chem. Geol.* 2018. V. 483. P. 410–425.
- Nicoll G., Baines G., Etienne J. Using a Global Geodynamic Model to aid Mineral Exploration // 12th SGA Biennial Meeting. 2013. V. 2. P. 484–485.
- Nironen M. The Svecofennian Orogen: a tectonic model // *Precambrian Research*. 1997. V. 86, N 1–2. P. 21–44.
- Nironen M., Elliott B. A., Rämö O. T. 1.88–1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence // *Lithos*. 2000. V. 53. P. 37–58.
- Nordmark W. R., Gutmacher C. E., Zierenberg R. A. et al. Sediment fill of the Escanaba Trough // J. L. Morton, R. A. Zierenberg, C. A. Reiss (Eds.). *Geologic, hydrothermal, and biologic studies at Escanaba Trough, Gorda Ridge, offshore northern California* // United States Geological Survey, Bulletin 2022. 1994. P. 91–129.
- Nover G., Heikamp S., Meurer H. J., Freund D. In-situ electrical conductivity and permeability of mid-crustal rocks from the KTB drilling: consequences for high conductive layers in the Earth crust // *Surv. Geophys.* 1998. V. 19. P. 73–85.
- Nurmi P., Haapala I. The proterozoic granitoids of Finland: granite types, metallogeny and related to crustal evolution // *Geol. Soc. of Finland. Bull.* 1986. V. 58.
- Nykänen O. On the Karelides in the Tohmajärvi area, eastern Finland // *Geol. Soc. of Finland. Bull.* 1971. V. 43. P. 93–108.
- Nykänen O. Tohmajärvi. Geological map of Finland: Pre-Quaternary rocks. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000: kallioperäkartta, lehti 4232–4234. 1967.
- Nykänen O. Tohmajärvi. Summary: Explanation to the map of rocks. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000: kallioperäkartan selitys, lehti 4232–4234. 1968. 66 p.
- Nykänen V. Tohmajärven emäksisen kompleksin tektoninen synty-ympäristö ja differentiaatio // *Res. Terrae, Ser. B*. 1992. N 17 (Oulu). 74 p.
- Nysten P. Gold in the volcanogenic mercury-rich sulfide deposit Långsele, Skellefte ore district, northern Sweden // *Mineralium Deposita*. 1986. N 21. P. 116–120.
- Öhlander B., Skiöld T., Elming S.-A. et al. Delineation and character of the Archaean–Proterozoic boundary in northern Sweden // *Precambrian Research*. 1993. V. 64. P. 67–84.
- Öhlander B., Skiöld T., Hamilton P. J., Claesson L.-A. The western border of the Archaean province of the Baltic Shield: evidence from northern Sweden // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 437–450.
- Oldenburg D. W. The interpretation of direct current resistivity measurements // *Geophysics*. 1978. 43 (3). P. 610–625.
- Pajunen M. (Ed.). High temperature-low pressure metamorphism and deep crustal structures. Meeting of IGCP Project 304 “Deep Crustal Processes” in Finland, September 16–20, 1994. *Geol. Surv. of Finland. Guide 37*.
- Pajunpää K. Conductivity anomalies in the Baltic Shield in Finland // *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1987. V. 91. P. 657–666.
- Pajunpää K. Magnetometer array studies in Finland – determination of single station transfer functions // *J. Geophys.* 1984. 55. P. 153–160.
- Palmunen M. K. Pitkäranta: vv. 1934–1938 suoritetujen vuoriteknillisten tutkimustenvälissä / *Geologinen toimikunta. Geoteknillisiä julkaisuja*. 1939. N 44. 154 p.
- Paradis S. Indium, germanium and gallium in volcanic- and sediment-hosted base-metal sulphide deposits // *Symposium on critical and strategic materials proceedings, November 13–14, 2015, Victoria, British Columbia*. Ministry of Energy and Mines, British Columbia Geological Survey Paper. 2015-3. P. 23–29.
- Park A. F. Accretion tectonism in the Svecofennides at the Baltic Shield // *Geology*. 1985. V. 13. P. 725–729.
- Park A. F., Bowes D. R. Basement-cover relationships during polyphase deformation in the Svecofennides of the Kaavi district, eastern Finland // *Trans. Royal Soc. Edinb. Earth Sci.* 1983. V. 74. P. 95–118.
- Parsadanyan K. S., Pervov V. A., Kononova V. A. et al. The megacryst-bearing Ba-Sr-LREE-rich lamprophyres from NW Ladoga (Baltic Shield, Russia): Melt evolution and nature of source / *Goldschmidt conference. Toulouse*, 1998. P. 1140.
- Patchett J., Kouvo O. Origin of continental crust of 1.9–1.7 Ga age: Nd isotopes and U-Pb zircon ages in the Svecofennian terrain of South Finland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 92. P. 1–12.

- Patchett P. J., Gorbatshev R., Todt W.* Origin of continental crust of 1.9–1.7 Ga age: Nd isotopes in the Svecofennian orogenic terrain of Sweden // *Precambrian Research*. 1987. V. 35. P. 145–160.
- Pearce J. A.* Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // C. J. Hawkesworth, M. J. Hurry (Eds.). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publ., Nantwick, 1983.
- Pearce J. A.* Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // R. S. Thorpe (Ed.). *Andesites, otogenic andesites and related rocks*. Chichester: Wiley, 1982. P. 525–548.
- Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G.* Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25, Part 4. P. 956–983.
- Pearce T. H., Gorman B. E., Birkett T. C.* The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 121–132.
- Pearce T. H., Gorman B. E., Birkett T. C.* The TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram. A method for discriminating between oceanic and non-oceanic basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 24. P. 419–426.
- Peccerillo A., Taylor S. R.* Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58. P. 63–81.
- Pekkarinen L. J.* The Karelian formations and their depositional basement in the Kiihtelysvaara – Vartsila area, East Finland // *Geol. Surv. of Finland. Bull.* 1979. V. 301. 141 p.
- Pekkarinen L. J., Lukkarinen H.* Paleoproterozoic volcanism in Kiihtelysvaara – Tohmajärvi district, eastern Finland // *Geol. Surv. of Finland. Bull.* 1991. V. 357. 35 p.
- Peltier W. R.* Global Glacial Isostasy and the Surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 2004. 32. P. 111–149.
- Peltier W. R., Argus D. F., Drummond R.* Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C [VM5a] model // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2015. N 120. P. 450–487.
- Peltonen P., Elo S.* Petrology of the Kaipola layered intrusion, southern Finland // S. Autio (Ed.). *Geological Survey of Finland, Current Research 1997–1998 / Geol. Surv. of Finland. Spec. Pap.* 1999. V. 27. P. 21–24.
- Perttunen V., Hanski E., Vaananen J.* Stratigraphical map of the Peräpohja Schist Belt // 22nd Nordic Geological Winter Meeting, January 8–11, 1995, Turku, Abstracts. 1995. P. 152.
- Perttunen V., Vaasjoki M.* U-Pb geochronology of the Peräpohja Belt, northwestern Finland // *Geol. Surv. of Finland. Spec. Pap.* 2001. V. 33. P. 45–84.
- Peterson T. D., Van Breemen O., Sandeman H., Cousens B.* Proterozoic (1.85–1.75 Ga) igneous suites of the Western Churchill Province: granitoid and ultrapotassic magmatism in a reworked Archean hinterland // *Precambrian Research*. 2002. V. 119, N 1–4. P. 73–100.
- Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R.* Sand and Sandstone. Published by Springer. 1973. 618 p.
- Pfiffner O. A.* Thick-Skinned and Thin-Skinned Tectonics: A Global Perspective. Preprints. 2017.
- Potrasson F., Duthou J.-L., Pin C.* The relationship between petrology and Nd isotopes as evidence for contrasting anorogenic granite genesis: Example of the Corsican Province (SE France) // *J. Petrol.* 1995. V. 36. P. 1251–1274.
- Pontainen M., Scherbakova T. F.* Fluid and melt inclusion evidence for the origin of idiomorphic quartz crystal in topaz-bearing granites from the Salmi batholith, Karelia, Russia // *Lithos*. 1998. V. 44. P. 141–151.
- Powell R., Holland T. J.* An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations // *J. Metamor. Geology*. 1998. N 6. P. 173–204.
- Precambrian industrial minerals of Karelia* // Ed. V. Shchiptsov. Petrozavodsk, 1993. 83 p.
- Prokoph A., Ernst R. E., Buchan K. L.* Time-series analysis of large igneous provinces: 3500 Ma to present // *J. Geology*. 2004. V. 112. P. 1–22.
- Puura V., Amantov A., Tikhomirov S., Laitakari I.* Latest events affecting the Precambrian basement, Gulf of Finland and surrounding areas // *Geol. Surv. of Finland. Spec. Pap.* 1996. V. 21. P. 115–125.
- Quick J. E., Sinigoi S., Mayer A.* Emplacement dynamics of a large mafic intrusion in the lower crust, Ivrea-Verbano Zone, northern Italy // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 21559–21573.
- Rainbird R. H., Hadlari T., Aspler L. B. et al.* Sequence stratigraphy and evolution of the Paleoproterozoic intracontinental Baker Lake and Thelon basins, western Churchill Province, Nunavut, Canada // *Precambrian Research*. 2003. V. 125. P. 21–53.
- Raitala J., Halkoaho T.* Mineral chemistry of the shock-metamorphosed schists of the Lake Jänisjärvi impact structure, Karelia // *Tectonophysics*. 1992. 216 (1–2). P. 187–194.
- Rämö O. T.* Diabase dyke swarms and silicic magmatism – evidence from the proterozoic of Finland // *Mafic dykes and emplacement mechanism / A. J. Parker, P. C. Rickwood, D. H. Tucker (Eds.)*. Balkema, Rotterdam, 1990. N 23. P. 185–199.
- Rämö O. T.* Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // *Geol. Surv. of Finland. Bull.* 1991. 335. 161 p.
- Rämö O. T.* Sr isotopic composition of Finnish rapakivi granites: the Suomenniemi batholith // *Geol. Soc. of Finland. Bull.* 1999. V. 71. Part 2. P. 339–345.
- Rämö O. T., Haapala I.* One hundred years of Rapakivi Granite // *Mineral. Petrol.* 1995. V. 52. P. 129–185.

- Rämö O. T., Huhma H., Kirs J. Radiogenic isotopes of the Estonian and Latvian rapakivi granite suites: new data from the concealed Precambrian of the East European Craton // *Precambrian Research*. 1996. V. 79. P. 209–226.
- Rämö O. T., Kohonel J., Upton B. G. J. et al. Mesoproterozoic CFB magmatism in the central Fennoscandian shield: source variation and tectonic significance // EGS – AGU – EUG Joint Assembly, Abstracts from the meeting held in Nance, France, 6–11 April 2003. Abstract N 8132.
- Rämö O. T., Mänttari I., Vaasjoki M. et al. Age and significance of Mesoproterozoic CFB magmatism, Lake Ladoga region, NW Russia // *Geol. Soc. of America. Abstract with Programs*. 2001a. V. 33. 6 p.
- Rämö O. T., Turkki V., Mänttari I. et al. Age and isotopic fingerprints of some plutonic rocks in the Wiborg rapakivi granite batholith with special reference to the dark wiborgite of the Ristisaari Island // *Bull. of the Geol. Soc. of Finland*. 2014. V. 86. P. 71–91.
- Rämö O. T., Vaasjoki M., Manttari I. et al. Petrogenesis of the post-kinematic magmatism of the Central Finland Granitoid Complex I; radiogenic isotope constraints and implications for crustal evolution // *J. Petrol.* 2001b. V. 42. P. 1971–1993.
- Ramsay J. G. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill. New York. 1967. 568 p.
- Rantala E. Hammaslahden malmi ja sen 3D-mallintaminen. Master of Thesis. Geology and Mineralogy. University of Turku. Turku, Finland. 2011. 49 p.
- Rasmussen T. M., Roberts R. G., Pedersen L. B. Magnetotellurics along the Fennoscandian Long Range Profile // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1987. 89. P. 799–820.
- Reischmann T. Precise U/Pb age determination with baddeleyite (ZrO₂), a case study from the Phalaborwa Igneous Complex, South Africa // *South African Journal of Geology*. 1995. 98. P. 1–4.
- Renmin H., Peirong C., Wenlan Z. et al. Metallogenic systems related to Mesozoic and Cenozoic granitoids in South China // *Science in China (Ser. D)*. 2003. V. 46, N 8. P. 816–829.
- Renne P. R., Deino A. L., Hilgen F. J. et al. Time scales of critical events around the Cretaceous-Paleogene Boundary // *Science*. 2013. 339. P. 684–687.
- Richard P., Shimizu N., Allegre C. J. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd a natural tracer: An application to oceanic basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 31. P. 269–278.
- Richards J. P. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere // *Geology*. 2009. N 37. P. 247–250.
- Richards J. P., Kerrich R. The Porgera gold mine, Papua New Guinea; magmatic hydrothermal to epithermal evolution of an alkalic-type precious metal deposit // *Economic Geology*. 1993. V. 88. P. 1017–1052.
- Richter K. Carmichael ISE Phase equilibria of phlogopite lamprophyres from western Mexico: biotite-liquid equilibria and P-T; estimates for biotite-bearing igneous rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. 123 (1). P. 1–21.
- Rivers T. Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications // *Precambrian Research*. 1997. V. 86. P. 117–154.
- Robins B., Tumyr O., Tysseland M., Garmann L. B. The Bjerkreim-Sokndal Layered Intrusion, Rogaland, S. W. Norway: Evidence from marginal rocks for a jotunite parent magma // *Lithos*. 1997. N 39. P. 121–133.
- Rock N. M. S. Lamprophyres. Glasgow: Blackie, 1991. 285 p.
- Rock N. M. S., Groves D. I. Do lamprophyres carry gold as well as diamonds? // *Nature*. 1988. 332. P. 253–255.
- Rodgers J. Evolution of thought on structure of middle and southern Appalachians // *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 1949. V. 33. P. 1643–1654.
- Rokityansky I. I., Sokolova E. Yu., Golubtsova N. S. et al. Magnetovariational studies of Lake Ladoga crustal conductivity anomaly: from discovery in 70-th to understanding of its spatial behavior and deep structure on modern observations. 17th EAGE International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects, Kyiv, Ukrain. 14–17 May. 2018. P. 1–6. CD-ROM Abstracts volume. Abstract 14126_ENG.
- Rollinson H. R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, England. 1993. 352 p.
- Roser B. P., Korsch R. I. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/NaO ratio // *Journal Geology*. 1986. V. 94, N 5. P. 635–650.
- Rubatto D., Williams Ian S., Buick Ian S. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, Central Australia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 140. P. 458–468.
- Rundqvist N. D., Belyaev A. M., Sutcliff R. H. On the problem of the formation of ovoids in granites: evidence from mineral composition // *Sympos. on rapakivi granites and related rocks. Abstr. Volume / I. Haapala, O. T. Rämö (Eds.). Geol. Surv. of Finland. Guide 34*. 1991. 44 p.
- Rutanen H. Mantle- and crust-derived magmatism in the southern Fennoscandian Shield at c. 1.8 Ga; evidence from geochemistry, isotopes and geochronology. Ph.D. thesis, Åbo Akademi University. 2010. 45 p.
- Rutanen H., Eklund O., Konopelko D. Rock and mineral analyses of Svecofennian postorogenic 1.8 Ga intrusions in southern Finland and Russian Karelia // *Geocenter tiedottaa – Geocenter informerar (Information from the Geocenter, Turku)*. 1997. N 16.
- Ryan B. The Nain-Churchill Boundary and the Nain Plutonic Suite: A Regional Perspective on the Geologic Setting of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co Deposit // *Economic Geology*. 2000. V. 95. P. 703–724.

- Saarnisto M., Saarinen T.* Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselka End Moraines // *Global and Planetary Change*. 2001. V. 31. P. 387–405.
- Saksela M.* Zur mineralogy entstehung der Pitkäranta-erze // *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*. 1951. N 154. P. 182–230.
- Salminen J., Donadini F., Pesonen L. J. et al.* Paleomagnetism and petrophysics of the Jänisjärvi impact structure, Russian Karelia // *Meteoritics, Planetary Science*. 2006. 41(12). P. 1853–1870.
- Salonsaari P. T.* Hybridisation in the subvolcanic Jaala-Itti complex and its petrogenetic relation to rapakivi granites and associated mafic rocks of southeastern Finland // *Bull. of the Geol. Soc. of Finland*. 1995. N 67. Part 1b. 104 p.
- Sandstad J. S., Bjerkgard T., Boyd R. et al.* Metallogenic areas in Norway // *Geol. Surv. of Finland. Spec. Pap.* 2012. N 53. P. 35–138.
- Sawyer E. W.* The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico Metasedimentary Belt, Superior Province, Canada // *Chem. Geol.* 1986. V. 55. P. 77–95.
- Schaltegger U., Fanning C. M., Guenther D. et al.* Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism; conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 134. P. 186–201.
- Schmieder M., Tohver E., Jourdan F. et al.* Zircons from the Acraman impact melt rock (South Australia): Shock metamorphism, U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ systematics, and implications for the isotopic dating of impact events // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2015. V. 161. P. 71–100.
- Schreurs J., Westra L.* Cordierite-orthopyroxene rocks: the granulite facies equivalents of the Orijärvi cordierite-antophyllite rocks in West Uusimaa, southwest Finland // *Lithos*. 1985. V. 18. P. 215–228.
- Schreurs J., Westra L.* The thermotectonic evolution of a Proterozoic, low pressure, granulite dome, West Uusimaa, SW Finland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 93. P. 236–250.
- Schwarz-Schampera U.* Indium // G. Gunn. (Ed.). *Critical Metals Handbook*. John Wiley and Sons, Ltd. 2014. P. 204–229.
- Sederholm J. J.* On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of southwestern Finland. Part III. The Aland islands // *Bull. Com. Geol. Finl.* 1934. N 107. 68 p.
- Sederholm J. J.* Ueber die finnlandischen Rapakiwigesteine // *Tschermak's Mineral. Petrog. Mitt.* 1891. V. 12. P. 1–31.
- Selbekk R. S., Eklund O.* Lofoten-2002, workshop about an excursion to Troms-Lofoten 24–31.8.2002. Part I: Workshop program with abstract 15 pp. Part II: Excursion guide. Geocenter report nr. 19. Turku University – Abo Akademi University. 2002. 90 p.
- Senen S. C.* The Lithosphere-asthenosphere system beneath Fennoscandia (Baltic Shield) by body-wave tomography. Swiss federal Institute of technology Zurich. 2002. 191 p.
- Sheard E. R., Williams-Jones A. E., Heiligman M. et al.* Controls on the concentration of zirconium, niobium and the rare earth elements in the Thor Lake rare metal deposit, Northwest Territories, Canada // *Economic Geology*. 2012. V. 107. P. 81–104.
- Shebanov A., Eklund O., Helenius E., Frank-Kaminetsky D.* Probing the hidden Archaean-Proterozoic boundary in Karelia using zircons in lamprophyres / *Bull. of the Geol. Society of Finland. Special Issue 1*. 2006. The 27th Nordic Geological Winter Meeting January 9–12, 2006 Oulu, Finland Abstract Volume. P. 144.
- Shumlyanskyy L., Ellam R. M., Mitrokhin O.* The origin of basic rocks of the Korosten AMCG complex, Ukrain shield: implication of Nd and Sr isotope data // *Lithos*. 2006. V. 90. P. 214–222.
- Simonen A.* The Precambrian in Finland // *Geol. Surv. of Finland. Bull.* 1980. N 304. 58 p.
- Simonetti A., Goldstein S. L., Schmidberger S. S., Viladkar S. G.* Geochemical and Nd, Pb and Sr isotope data from Deccan alkaline complexes: inferences for mantle sources and plume-lithosphere interaction // *J. Petrol.* 1998. V. 39. P. 1847–1864.
- Siripunvaraporn W., Egbert G.* An Efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data // *Geophysics*. 2000. V. 65. P. 113–134.
- Skjerle K. P., Johnston A. D.* Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressure: implications for the generation of anorogenic granites // *J. Petrol.* 1993. V. 34. P. 785–815.
- Snee L. W., Sutter J. F., Kelly W. C.* Thermochronology of economic mineral deposits: Dating the stages of mineralization at Panasqueira, Portugal by high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ agespectrum techniques on muscovite // *Economic Geology*. 1988. V. 83. P. 335–354.
- Sokolova E. Yu., Varentsov Iv. M., BEAR WG.* Deep array electromagnetic sounding on the Baltic Shield: external excitation model and implications for upper mantle conductivity studies // *Tectonophysics*. 2007. 445. P. 3–25.
- Solar G. S., Brown M.* Petrogenesis of migmatites in Maine, USA: possible source of peraluminous granite in plutons // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 789–823.
- Stacey J. S., Kramers J. D.* Approximation of terrestrial lead isotopic composition by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.
- Steffen H., Wu P.* Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia – a review of data and modelling // *J. Geodyn.* 2011. N 52 [3–4]. P. 169–204.

- Stein H. J., Markey R. J., Morgan J. W. et al. Re-Os dating of molybdenite: new tools, new applications, new interpretations – an example from Karelian Russia // EOS. Transactions. American Geophysical Union. 1996. V. 77. P. 773–774.
- Stoll J. B., Volker Haak V., Spitzer K. Electrical double-dipole experiment in the German Continental Deep Drilling Program (KTB). 2000. JGR, V. 105, N B9. P. 21, 319–321, 331.
- Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins / A. D. Saunders, M. J. Norry (Eds.). Geological Society. London. Special Publication, 1989. N 42. P. 313–345.
- Sundblad K. A tentative "volcanogenic" formation model for the sediment-hosted Ankarvattnet Zn-Cu-Pb massive sulphide deposit, central Swedish Caledonides. Norges Geologiske Undersøkelse. 1980. 360. P. 211–227.
- Sundblad K. Chemical evidence for, and implications of, a primary FeS phase in the Ankarvattnet Zn-Cu-Pb massive sulphide deposit, central Swedish Caledonides. Mineralium Deposita. 1981a. 16. P. 129–146.
- Sundblad K. Element exchange in silicate-dominated rocks at the Ankarvattnet massive sulphide deposit, central Swedish Caledonides. Meddelanden från Stockholms Universitets Geologiska Institution. 1981b. 250. 40 p.
- Sundblad K. The Ruonasvage massive sulphide deposit in the Norrbotten Caledonides, Sweden. Geol. Fören. Stockholm Förh. 1991. 113. P. 65–67.
- Sundblad K., Andersen T., Beckholmen M., Nilsen O. Ordovician Escanaba type VMS deposits in the Scandinavian Caledonides. 27th Nordic Geological Winter Meeting, Oulu. 2006. 156 p.
- Sundblad K. L., Cook N. J., Nygård R. et al. 100 Years of Indium Discoveries in the Fennoscandian Shield / 13th Quadrennial IAGOD Symposium. Adelaide, Australia, 2010. Abstract CD-ROM.
- Sundblad K., Ivashchenko V., Lehtilä T. Proterozoic metallogeny of the Ladoga region in Karelia. IGC 33 in Oslo. International Geological Congress, Oslo, August 6th – 14th 2008, Abstract CD-ROM.
- Sundblad K., Stein H. J., Markey R. J. et al. Re-Os age and geochemistry of highly evolved granite associated with Mo and W ore deposits in Bergslagen, Sweden. 7th Intern. Meeting on Rapakivi granites. 1996. Abstr. Volume, Helsinki. Finland, 1996. P. 73–74.
- Suominen V. The chronostratigraphy of southwestern Finland, with special reference to Postjotnian and Subjotnian diabases // Geol. Surv. of Finland. Bull. 1991. V. 356. 100 p.
- Swärd H., O'Regan M., Ampel L. et al. Regional deglaciation and postglacial lake development as reflected in a 74 m sedimentary record from Lake Vättern, southern Sweden // GFF. 2015. P. 1–19.
- Sylvester P. J. Post-collisional strongly peraluminous granites // Lithos. 1998. V. 45, N 1–4. P. 29–44.
- Taylor S. R., McLennan S. M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications. Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne, 1985. 312 p.
- Taylor S. R., McLennan S. M. The continental crust: its evolution and composition. London: Blackwell, 2015.
- Taylor W. R., Rock N. M. S., Groves D. I. Geochemistry of Archean shoshonitic lamprophyres from the Yilgarn Block, Western Australia: Au abundance and association with gold mineralization // Applied Geochemistry. V. 9, Issue 2, March 1994. P. 197–222.
- Thompson A. B. Clockwise P-T paths for crustal melting and H₂O recycling in granite source regions and migmatite terrains // Lithos. 2001. V. 56, N 1. P. 33–45.
- Thompson A. B. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids // American Journal of Science. 1982. V. 282. P. 1567–1595.
- Thompson R. N. Some High-Pressure Pyroxenes // Mineralogical magazine. 1974. V. 39. P. 768–787.
- Thybo H., Artemieva I. M. Moho and magmatic underplating in continental lithosphere // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 605–619.
- Törnebohm A. E. Om Pitkäranta malmfäut och dess omgifnindar // Geol. Fören. I Stocholm Förh. 1881. V. 13. P. 313–333.
- Torvinen A. Geology and geochemistry of the Palaeoproterozoic Tohmajärvi igneous complex, eastern Finland. Pro Gradu thesis, Turku University, 2008. 92 p.
- Torvinen A., Sundblad K., Huhma H. Reinvestigation of the Palaeoproterozoic Tohmajärvi igneous complex, eastern Finland // GFF. 2004. Vol. 126, part 1: 40.
- Trueman D. L., Pedersen J. C., Jorre L. DeSt., Smith D. G. W. The Thor Lake rare-metal deposits, Northwest Territories // R. P. Teilor, D. F. Strong (Eds.). Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy. 1988. Special Volume 38. P. 280–290.
- Trüstedt O. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. Helsingfors, Frenckellska tryckeriaktiebolaget // Bulletin de la commission géologique de Finlande. 1907. N 19. 333 p.
- Turchenko S. I. Wollastonite of Russia and CIS countries: short inventory and application aspect // Industrial minerals and new developments in Fennoscandia. Petrozavodsk, 1999. P. 46–48.
- Turner S., Amand N., Rogers N. et al. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts // J. Petrol. 1996. N 37. P. 45–71.
- Tweto O. Scheelite in the precambrian gneisses of Colorado // Economic Geology. 1960. V. 55, N 7. P. 1406–1428.
- Vaasjoki M. Rapakivi granites and other postorogenic rocks in Finland. Their age and the lead isotopic composition of certain associated galena mineralisations // Geol. Surv. of Finland. 1977. Bull. 294. 64 p.

- Vaasjoki M.* The lead isotopic composition of some Finnish galenas // *Geol. Surv. of Finland. 1981. Bull. 316. 30 p.*
- Vaasjoki M., Aikas O., Rehtijarvi P.* The age of mid-Proterozoic phosphatic metasediments in Finland as indicated by radiometric U-Pb dates // *Lithos. 1980. V. 13. P. 257–262.*
- Vaasjoki M., Korsman K., Koistinen T.* Overview // *M. Lehtinen, P. A. Nurmi, O. T. Rämö (Eds.). Precambrian geology of Finland – key to the evolution of the Fennoscandian Shield. Amsterdam: Elsevier B. V., 2005. P. 1–18.*
- Vaasjoki M., Rämö O. T., Alviola R., Johanson B. S.* Petrography and new U-Pb age data of the Ahvenisto rapakivi granite complex, southeastern Finland // *Geol. Soc. of America. Abstr. 1993. V. 25 (3). P. 86.*
- Vaasjoki M., Rämö O. T., Sakko M.* New U-Pb ages from the Wiborg rapakivi area: constraints on the temporal evolution of the rapakivi granite-anorthosite-dyke association of southeastern Finland // *Precambrian Granitoids-Petrogenesis, Geochemistry and Metallogeny / I. Haapala, K. C. Condie (Eds.). Precambrian Research. 1991. V. 51. P. 227–243.*
- Vaasjoki M., Sakko M.* The evolution of the Raahe-Ladoga zone in Finland: isotopic constrains // *Geol. Surv. of Finland. Bull. 1988. V. 343. P. 7–32.*
- Väisänen M.* Tectonic evolution of the Svecofennian Orogen in SW Finland: structural, petrological and U-Pb zircon dating (SIMS) constraints. Ph. Lie. thesis. University of Turku. 2001. 89 p.
- Väisänen M., Hölttä P.* Structural and metamorphic evolution of the Turku migmatite complex, SW Finland // *Geol. Soc. of Finland. Bull. 1999. V. 71. Pt. 1. P. 177–218.*
- Väisänen M., Hölttä P., Rastas J. et al.* Deformation, metamorphism and the deep structure of the crust in Turku area, southwestern Finland // *Geol. Surv. of Finland. Bull. 1994. Guide 37. P. 35–41.*
- Väisänen M., Mänttari I., Hölttä P.* Svecofennian magmatic and metamorphic evolution in southwestern Finland as revealed by U-Pb zircon SIMS geochronology // *Precambrian Research. 2002. V. 116. P. 111–127.*
- Väisänen M., Mänttari I., Kriegsman L. M., Hölttä P.* Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland // *Lithos. 2000. V. 54. P. 63–81.*
- Väittinen K., Korja T., Kaikkonen P. et al.* High-resolution magnetotelluric studies of the Archaean–Proterozoic border zone in the Fennoscandian Shield, Finland // *Geophysical J. International. 2012. V. 188. P. 908–924.*
- Valkama M.* An ore petrological and geochemical study of the polymetallic skarn ores at Pitkäranta. Geology and mineralogy. Master's Graduate Thesis. University of Turku. Department of Geology. Faculty of Mathematics and Science. 2009. 85 p.
- Valkama M., Sundblad K., Cook N. J., Ivashchenko V. I.* Geochemistry and petrology of the indium-bearing polymetallic skarn ores at Pitkäranta, Ladoga Karelia, Russia // *Miner Deposita. 2016. V. 51, N 6. P. 823–839.*
- Van Duin J. A.* The Turku granulite area, SW Finland: a fluid-absent Svecofennian granulite occurrence. *Academisch Proefschrift. Vrije Universiteit. Amsterdam. PhD thesis. 1992. 234 p.*
- Varentsov I. M.* Arrays of simultaneous EM soundings: design, data processing and analysis. EM sounding of the Earth's interior // *Methods in geochemistry and geophysics, 40 / V. V. Spichak (Ed.). Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 259–273.*
- Varentsov I. M., Sokolova E. Yu., EMTESZ-Pomerania WG.* The magnetic control approach for the reliable estimation of transfer functions in the EMTESZ-Pomerania project // *Study of geological structures containing well-conductive complexes in Poland. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci. C-95(386). 2005. P. 67–80.*
- Väyrynen H.* Suomen kallioperä, sen synty ja geologinen kehitys. Tiedekirjasto. N 27. Otava. Helsinki. 1954. 260 p.
- Vogel D. C., Vuollo J. I., Alapieti T., James R. S.* Tectonic, stratigraphic and geochemical comparison between 2500–2440 Ma mafic igneous events in the Canadian and Fennoscandian shields // *Precambrian Research. 1998. 92 (2). P. 89–116.*
- Vorma A.* On the petrochemistry of rapakivi granites with special reference to the Laitila massif, southwestern Finland // *Geol. Surv. of Finland. 1976. Bull. 285. 98 p.*
- Vuollo J., Piirainen T., Huhma H.* Two Early Proterozoic tholeiitic diabase dake swarms in the Koli-Kaltimo area, eastern Finland – their geological significance // *Geol. Surv. of Finland. Bull. 1992. N 363. 32 p.*
- Walraven F., Hattingh E.* Geochronology of the Nebo Granite, Bushveld Complex // *South African Journal of Geology. 1993. 96. P. 31–41.*
- Ward P.* Early Proterozoic deposition and deformation at the Karelian craton margin in southeastern Finland // *Precambrian Research. 1987. V. 35. P. 71–93.*
- Ward P.* Early Proterozoic Kalevian lithofacies and their interpretation in the Hammaslahti – Rääkkylä area, eastern Finland // *Geol. Surv. of Finland. Spec. Pap. 1988. V. 5. P. 29–48.*
- Wasström A.* The Knaften granitoids of Västerbotten County, northern Sweden // *Th. Lundqvist (Ed.). Radiometric dating results. Sveriges Geologiska Undersökning. 1993. C. 823. P. 60–64.*
- Weckmann U.* Making and breaking of a continent: following the scent of geodynamic imprints on the African Continent using electromagnetics // *Surv. Geophys. 2012. V. 33. P. 107–134.*
- Wegmann C. E.* Über die Tektonik der jüngeren Falzung Ostfinland // *Geol. Surv. of Finland. Bull. 1928. Guide 37. P. 1–22.*
- Weihed P., Bergmann Weihed J., Sorjonen-Ward P., Matsson B.* Post-deformation, sulphide-quartz vein hosted gold ore in the footwall alteration zone of the Palaeoproterozoic Långdal VHMS deposit, Skellefte District, northern Sweden // *GFF. 2002. 124. P. 201–210.*

- Weihed P., Schoberg H.* Age of the porphyry-type deposits in the Skellefte District, northern Sweden // *Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar*. 1991. V. 113. P. 289–294.
- Welin E.* The Depositional Evolution of the Svecofennian Supracrustal Sequence in Finland and Sweden // *Precambrian Research*. 1987. V. 35. P. 95–113.
- Wernick E., Menezes A do C.* The Late Precambrian K-alkaline magmatism in the Ribeira Fold Belt: a case study of the Piracaia Pluton, State of Sao Paulo, SE Brazil, and its potential mineralization (Cu, Zn, Gd) // *J. Asian Earth Sci.* 2001. V. 19. P. 347–373.
- Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.
- Wielicki M. M., Harrison T. M., Schmitt A. K.* Geochemical signatures and magmatic stability of terrestrial impact produced zircon // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 321–322. P. 20–31.
- Wikström A., Skiöld T., Öhlander B.* The relationship between 1.88 Ga old magmatism and the Baltic-Bothnian shear zone in northern Sweden // *T. S. Brewer (Ed.). Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic region. Geological Society Special Publication*. 1996. V. 112. P. 249–259.
- Williams I. S.* U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *M. A. McKibben, W. C. Shanks III, W. I. Ridley (Eds.). Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology*. 1998. V. 7. P. 1–35.
- Wilkman W. W.* Tohmajärvi-konglomeratet och dess förhållande till Kaleviska skifferformationen // *Deutsches Referat. Bull. Comm. géol. Finlande*. 1923. 62. 45 p.
- Wilson M. R., Hamilton P. J., Fallick A. E. et al.* Granites and early Proterozoic crustal evolution in Sweden: evidence from Sm-Nd, U-Pb and O isotope systematics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 72. P. 376–388.
- Wilson M. R., Sehlstedt S., Claesson L.-A. et al.* Jörn: An Early Proterozoic intrusive complex in a volcanic-arc environment, north Sweden // *Precambrian Research*. 1987. V. 36. P. 201–225.
- Windley B. F.* Early Proterozoic collision tectonics and rapakivi granites as intrusions in an extensional thickened crust: the Ketillidian orogen, South Greenland // *Tectonophysics*. 1991. V. 195. P. 1–10.
- Windley B. F.* The evolving continents. 3rd edition. Chichester: John Wiley, Sons, 1995. 526 p.
- Winkler H. G. F.* Petrogenesis of metamorphic rocks. New York, Heidelberg, Berlin: Springer-Verlag, 1979. 348 p.
- Wood D. A.* The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11–30.
- Woodard J.* Genesis and emplacement of carbonatites and lamprophyres in the Svecofennian domain / Academic dissertation. Turku. University of Turku. Sarja – ser. A II Osa. Biologica – Geographica – Geologica. 2010. T. 252. 50 p.
- Woodard J., Kietäväinen R., Eklund O.* Svecofennian post-collisional shoshonitic lamprophyres at the margin of the Karelia Craton: Implications for mantle metasomatism // *Lithos*. 2014. V. 205. P. 379–393.
- Woodard J., Sjöblom S., Fröjdö S., Selbekk R.* Experimental investigation of titanium stability in natural sagenitic phlogopites from Fennoscandian lamprophyres // *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series, Szeged*. V. 7. 2012. P. 154.
- Wybranec S., Jankovski J., Ernst T. et al.* A new method for presentation of induction vector distribution in Europe // *Geophys. Polonica*. 1999. XLVII (3). P. 323–334.
- Yardley B. W. D., Valley J. W.* The petrologic case for a dry lower crust // *Journal of Geophysical Research*. 1997. V. N. B 6. P. 12, 173–185.
- Yin Y., Unsworth M., Liddell M. et al.* Electrical resistivity structure of the Great Slave Lake shear zone, northwest Canada: implications for tectonic history // *Geophys. J. Int.* 2014. V. 199. P. 178–199.
- Yusheng Z., Jun D., Jianping W. et al.* Theory of metallogenic systems: principles and applications to mineral exploration // *12th SGA Biennial Meeting*. 2013. V. 1. P. 40–43.
- Zartman R., Doe B. R.* Plumbotectonics – the model // *Tectonophysics*. 1981. V. 75. P. 135–162.
- Zhilong H., Chongqiang L., Hailing Y. et al.* The geochemistry of lamprophyres in the Laowangzhai gold deposits, Yunnan Province, China: Implications for its characteristics of source region // *Geochemical Journal*. 2002. Vol. 36. P. 91–112.
- Zhamaletdinov A. A., Shevtsov A. N., Tokarev A. D. et al.* Experiment on the deep frequency sounding and DC measurements in the Central Finland Granitoid Complex // *Electromagnetic Induction in the Earth. 14th Workshop in Sinaia (Romania)*. 1998. 83 p.
- Zohdy A. A. R.* A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves // *Geophysics*. 1989. V. 54, N 2. P. 245–253.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

Алексеев Иван Александрович, доцент, завкафедрой ГМПИ, Институт наук о Земле, СПбГУ; e-mail: i.alekseev@spbu.ru

Амантов Алексей Владиславович, вед.н.с., Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ), отдел геоэкологии и морской геологии, г. Санкт-Петербург; e-mail: 4448470@mail.wplus.net

Амантова Марина Геннадьевна, инженер 2 кат., Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ), отдел геоэкологии и морской геологии, г. Санкт-Петербург; e-mail: marinama62@gmail.com

Бабичев Алексей Владимирович, с.н.с., Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск; e-mail: babichev@igm.nsc.ru

Балтыбаев Шаукет Каимович, замдиректора по научной работе, д.г.-м.н., Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, г. Санкт-Петербург; e-mail: sh@ipgg.ru; shauket@mail.ru

Бугаенко Игорь Валентинович, н.с., к.геол.н., Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина; e-mail: igor_bugaenko@ukr.net

Воинов Александр Сергеевич, доцент, Институт наук о Земле, СПбГУ; e-mail: asv.voinov@mail.ru

Голубцова Нина Сергеевна, с.н.с., к.г.-м.н., Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизики, г. Москва

Жамалетдинов Абдулхай Азымович, гл.н.с., д.г.-м.н., ИЗМИРАН, г. Санкт-Петербург; e-mail: zham@az2608.spb.edu

Зайцев Сергей Владимирович, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизики, аспирант, г. Москва

Золотая Людмила Алексеевна, к.г.-м.н., доцент, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических исследований земной коры, г. Москва; info@geoea.ru

Ивашенко Василий Иванович, вед.н.с., к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск; e-mail: ivashche@krc.karelia.ru

Исанина Эльвира Вениаминовна, вед. геофизик РГЭЦ филиал ФГУГП «Урангеология», г. Санкт-Петербург; e-mail: isanina@rgesc.ru

Колесников Владимир Егорович, м.н.с., Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты; e-mail: KolesnikovVI@ipgg.nsc.ru

Короткова Тамара Геннадьевна, ст. инженер, Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты; e-mail: tamkorot@geoksc.apatity.ru

Коснырева Мария Владимировна, к.г.-м.н., Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических исследований земной коры, г. Москва

Котова Ирина Клавдиевна, доцент, Институт наук о Земле, СПбГУ; e-mail: i.kotova@spbu.ru

Кулаковский Алексей Львович, с.н.с., Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, лаборатория тектоники и геодинамики, г. Москва; e-mail: akulakovskij@mail.ru

Куликов Виктор Александрович, д.г.-м.н., профессор, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизики, г. Москва

Ларин Анатолий Михайлович, вед.н.с., д.г.-м.н., Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, г. Санкт-Петербург; e-mail: larin7250@mail.ru

Лехтиля Томми, исследователь, Университет Турку, Финляндия, Департамент геологии и минералогии, Турку, FI-20014; e-mail: krisun@utu.fi

Львов Павел Алексеевич, н.с., Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Центр изотопных исследований (ЦИИ), сектор пробоподготовки, г. Санкт-Петербург; e-mail: pavellvov@gmail.com

Минц Михаил Вениаминович, д.г.-м.н., Геологический институт РАН, завлабораторией тектоники раннего докембрия, г. Москва; e-mail: michael-mints@yandex.ru

Морозов Юрий Алексеевич, чл.-корр. РАН, гл.н.с., Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, и.о. завлабораторией тектоники и геодинамики, г. Москва; e-mail: morozov@ifz.ru

Мыскова Татьяна Анатольевна, с.н.с., к.г.-м.н., Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, лаборатория геологии и геодинамики, г. Санкт-Петербург; e-mail: tmyskova@gmail.com

Нилов Михаил Юрьевич, м.н.с., ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск; e-mail: mnilov@rambler.ru

Пиманова Надежда Николаевна, к.т.н., вед. науч. сотр. ВНИГНИ, г. Москва; e-mail: nadja@geosys.ru

Полянский Олег Петрович, завлабораторией, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск; e-mail: pol@igm.nsc.ru

Пушкарев Павел Юрьевич, д.г.-м.н., профессор, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизики

Рокитянский Игорь Иванович, с.н.с., Институт геофизики Национальной академии наук Украины, г. Киев; e-mail: rokityansky@gmail.com

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

Ручьев Андрей Михайлович, с.н.с., ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск; e-mail: ruchyov@krc.karelia.ru

Рязанцев Павел Александрович, с.н.с., к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск; e-mail: chthonian@yandex.ru

Скороходов Алексей Андреевич, инженер-иссл., Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты; e-mail: sammicne@yandex.ru

Смольская Анна Игоревна, с.н.с., Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва; e-mail: anna-smulskaya@mail.ru

Соколова Елена Юрьевна, вед.н.с., к.ф.-м.н., Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта, г. Москва; e-mail: sokol_l@mail.ru

Спирidonов Виктор Альбертович, к.т.н., завсектором ВНИГНИ, г. Москва; e-mail: victor@geosys.ru

Сундблад Кристер, профессор, Университет Турку, Финляндия, Департамент геологии и минералогии, Турку, FI-20014; e-mail: krisun@utu.fi

Таран Яна Валентиновна, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизики, аспирант, г. Москва

Цветкова Татьяна Алексеевна, вед.н.с., к.ф.-м.н., Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина; e-mail: tsvetas@ukr.net

Черемисина Евгения Наумовна, д.т.н., заведующим ВНИИгеосистем ВНИГНИ; e-mail: head@geosys.ru

Шаров Николай Владимирович, д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, завлабораторией геофизики, г. Петрозаводск; e-mail: sharov@krc.karelia.ru

Шевцов Александр Николаевич, н.с., к.ф.-м.н., Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты; e-mail: shevtsov@geoksc.apatity.ru

Щипцов Владимир Владимирович, д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, заводделом минерального сырья, г. Петрозаводск; e-mail: shchipts@krc.karelia.ru

Южанинова Светлана Игоревна, геофизик I кат., ФГУ ГП «Урангеология», Северо-Западный филиал «Невскгеология», г. Санкт-Петербург; e-mail: isanina@rges.ru

Яковлев Андрей Георгиевич, к.ф.-м.н., Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизики, доцент ООО «Северо-Запад», вед. специалист, г. Москва

Якубович Ольга Валентиновна, н.с., Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, г. Санкт-Петербург; e-mail: olya.v.yakubovich@gmail.com

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ (Н. В. Шаров)	6
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ	8
Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ	10
1.1. Геологическое строение зоны сочленения Свекофеннского орогена и Карельского кратона, Северный и Южный домены Приладожья (Ш. К. Балтыбаев)	10
1.2. Стратиграфические подразделения	15
1.2.1. Введение. Архей. Нижний и верхний карелий (Ш. К. Балтыбаев)	15
1.2.2. Протерозой, сортавальская серия (И. К. Котова, А. С. Воинов, И. А. Алексеев)	18
1.2.3. Протерозой, ладожская серия (Т. А. Мыскова, П. А. Львов)	28
1.2.4. Протерозой, лахденпохская серия (Ш. К. Балтыбаев)	43
1.2.5. Региональная корреляция калевийских толщ Северного Приладожья и прилегающей территории Финляндии (Т. Лехтиля, К. Сундبلاد)	50
1.2.6. Мезопротерозой, нижний рифей – иотний (В. И. Иващенко, А. М. Ларин)	73
1.3. Магматические комплексы Северного Приладожья	76
1.3.1. Раннеорогенные (1.90–1.87 млрд лет) интрузии	76
1.3.1.1. Кааламский комплекс (В. И. Иващенко, А. М. Ручьев)	76
1.3.1.2. Вялимякский комплекс (И. А. Алексеев)	85
1.3.1.3. Куркиекский комплекс (Ш. К. Балтыбаев)	90
1.3.2. Син- и позднеорогенные (1.88–1.85 млрд лет) интрузии (Ш. К. Балтыбаев)	94
1.3.3. Посторогенные (около 1.80 млрд лет) интрузии (В. И. Иващенко)	107
1.3.4. Анортозит-рапакивигранитная (1.60–1.53 млрд лет) магматическая ассоциация (А. М. Ларин)	128
1.3.5. Иотнийский и постиотнийский (~1.46 млрд лет и моложе) магматизм (А. М. Ларин)	145
1.4. Метаморфизм и метаморфические зоны Северного Приладожья (Ш. К. Балтыбаев)	147
1.4.1. Зона низко-среднетемпературного метаморфизма Северного домена	148
1.4.2. Зона высокотемпературного метаморфизма и ультраметаморфизма Южного домена	152
1.5. Структуры Северного Приладожья и модели эволюции	162
1.5.1. Строение и структурно-метаморфическая эволюция Северного домена Приладожья в системе «чехол – фундамент» (Ю. А. Морозов, А. Л. Кулаковский, А. И. Смольская)	162
1.5.2. Комбинированная модель диапирового и коллизионного механизма формирования гранит-мигматит-гнейсовых куполов Свекофеннского пояса в палеопротерозое (О. П. Полянский, А. В. Бабичев, Ш. К. Балтыбаев)	180
1.6. Астроблема Янисъярви (О. В. Якубович, В. И. Иващенко, Ш. К. Балтыбаев)	185
1.7. Акватория Ладожского озера и прилегающие территории	195
1.7.1. Геологическое строение Ладожского озера по данным опытно-методических и геологосъемочных работ в пределах озерной акватории (А. В. Амантов)	195
1.7.2. Моделирование плейстоценового и голоценового развития района Ладожского озера (А. В. Амантов, М. Г. Амантова)	198
Глава 2. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ	210
2.1. Комплексные сейсмологические и сейсмические исследования глубинного строения от 1–2 метров до 40–50 км (Э. В. Исанина, Н. В. Шаров, С. И. Южанинова)	210
2.1.1. Методика и результаты работ МОВЗ-МРС	212
2.1.2. Совместные работы ОГТ – МОВЗ-МРС	221
2.1.3. Результаты НСП Ладожского озера	228
2.1.4. Итоги и перспективы дальнейших исследований	229
2.2. Глубинные сейсмические исследования в юго-восточной части Фенноскандинавского щита (Н. В. Шаров)	230
2.2.1. Общая характеристика полученных материалов	230
2.2.2. Блоковая модель земной коры региона	239
2.2.3. Обсуждение результатов	242
2.3. Скоростное строение мантии Приладожья (Т. А. Цветкова, И. В. Бугаенко)	243
2.4. 2D-3D модели земной коры Приладожья по результатам анализа потенциальных геофизических полей (Е. Н. Черемисина, Н. Н. Пиманова, В. А. Спиридонов, Н. В. Шаров)	247
2.5. Изучение геоэлектрического строения Приладожья	260

2.5.1. Экскурс в историю открытия и изучения Ладожской аномалии электропроводности (А. А. Жамалетдинов, И. И. Рокитянский, Е. Ю. Соколова)	260
2.5.2. Изучение электропроводности верхних горизонтов земной коры Северного Приладожья (А. А. Жамалетдинов, А. Н. Шевцов, В. Е. Колесников, А. А. Скороходов, Т. Г. Короткова, М. Ю. Нилов, П. А. Рязанцев, Н. В. Шаров)	267
2.5.3. Глубинные модели Ладожской аномалии электропроводности по результатам синхронных МТ-МВ зондирований на профиле Выборг – Суоярви и в юго-восточном Приладожье (Е. Ю. Соколова, М. В. Минц, Н. С. Голубцова, С. В. Зайцев, М. В. Коснырева, В. А. Куликов, П. Ю. Пушкарев, И. И. Рокитянский, Я. В. Таран, Л. А. Золотая, А. Г. Яковлев)	284
2.6. Эволюция эндогенных процессов (Ш. К. Балтыбаев, А. М. Ларин, Ю. А. Морозов, О. П. Полянский, В. И. Иващенко, Н. В. Шаров, К. Сундблад)	302
Глава 3. МИНЕРАГЕНИЯ ЛАДОЖСКОЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ	310
3.1. Главные минерагенические системы Ладожской структуры (В. И. Иващенко)	310
3.2. Металлические полезные ископаемые	313
3.2.1. Минерагения Свеклофеннского тектоно-магматического цикла	313
3.2.1.1. Рудоносность континентально-рифтогенного черносланцево-базальтового комплекса (В. И. Иващенко)	313
3.2.1.2. Минерагения активной континентальной окраины (1.89–1.88 млрд лет) – Кааламский и Вялимякский магматические комплексы (МПГ, Au, Cu, V, Fe, Ti) (В. И. Иващенко, А. М. Ручьев, И. А. Алексеев)	315
3.2.1.3. Коллизионная минерагеническая система (W, Pb, Zn, Au) (В. И. Иващенко, А. М. Ручьев)	327
3.2.1.4. Минерагения свеклофеннского посторогенного магматизма (P, Ba, Sr, CeREE, Li, Ta, Nb, Be) (В. И. Иващенко)	346
3.2.2. Минерагения Готского тектоно-магматического цикла и последующих эпох	350
3.2.2.1. Питкярантский рудный район (А. М. Ларин)	350
3.2.2.2. Новые виды минерально-сырьевых ресурсов (In, Bi, Au, Pt, Pd) Питкярантского рудного района (В. И. Иващенко)	361
3.2.2.3. Месторождения и рудопроявления в гранитах рапакиви Южной Финляндии (А. М. Ларин)	366
3.2.2.4. Эволюция рудообразования в гранитах рапакиви Северного Приладожья (А. М. Ларин)	367
3.2.2.5. Приразломные метасоматиты (В. И. Иващенко)	370
3.3. Неметаллические полезные ископаемые – промышленные минералы (В. В. Щипцов)	372
3.3.1. Генетические типы и закономерности размещения месторождений и проявлений промышленных минералов	372
3.3.2. Месторождения и проявления промышленных минералов	373
3.3.2.1. Графит	373
3.3.2.2. Высокоглиноземистое сырье	377
3.3.2.3. Пегматиты	378
3.3.2.4. Нетрадиционное полевошпатовое сырье	381
3.3.2.5. Карбонатное сырье	381
3.3.2.6. Кварц, кварциты	382
3.3.2.7. Гранат	384
3.3.2.8. Флюорит	385
3.3.2.9. Каолин	387
3.3.2.10. Промышленные минералы Элисенваарско-Вуоксинского шошонитового комплекса	387
3.3.2.11. Природный камень	389
ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛАДОЖСКОЙ СТРУКТУРЫ	392
ЛИТЕРАТУРА	396
КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ	430

CONTENTS

INTRODUCTION (<i>N. V. Sharov</i>)	6
LIST OF ABBREVIATIONS	8
Chapter 1. GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE NORTHERN LADOGA LAKE AREA	10
1.1. Geological structure of the Svecofennian orogen-Karelian Craton conjugation zone, North and South domains of the Ladoga Lake area (<i>Sh. K. Baltybaev</i>)	10
1.2. Stratigraphic units	15
1.2.1. Introduction. The Archean. The Lower and Upper Karelian (<i>Sh. K. Baltybaev</i>)	15
1.2.2. The Proterozoic, Sortavala series (<i>I. K. Kotova, A. S. Voinov, I. A. Alexeyev</i>)	18
1.2.3. The Proterozoic, Ladoga series (<i>T. A. Myskova, P. A. Lvov</i>)	28
1.2.4. The Proterozoic, Lahdenpohja series (<i>Sh. K. Baltybaev</i>)	43
1.2.5. Regional correlation of Kalevian rock sequences in the northern Ladoga Lake area and adjacent Finland (<i>T. Lehtilä, K. Sundblad</i>)	50
1.2.6. Mesoproterozoic, Lower Riphean – Jotnian (<i>V. I. Ivashchenko, A. M. Larin</i>)	73
1.3. Igneous complexes of the northern Ladoga Lake area	76
1.3.1. Early orogenic (1.90–1.87 Ga) intrusions	76
1.3.1.1. Kaalamk complex (<i>V. I. Ivashchenko, A. M. Ruchyev</i>)	76
1.3.1.2. Välimäki complex (<i>I. A. Alexeyev</i>)	85
1.3.1.3. Kurkijoki complex (<i>Sh. K. Baltybaev</i>)	90
1.3.2. Syn- and late orogenic (1.88–1.85 Ga) intrusions (<i>Sh. K. Baltybaev</i>)	94
1.3.3. Post-orogenic (ca. 1.80 Ga) intrusions (<i>V. I. Ivashchenko</i>)	107
1.3.4. Anorthosite-rapakivi granite (1.60–1.53 Ga) igneous association (<i>A. M. Larin</i>)	128
1.3.5. Jotnian and post-Jotnian (~1.46 Ga and younger) magmatism (<i>A. M. Larin</i>)	145
1.4. Metamorphism and metamorphic zones of the northern Ladoga Lake area (<i>Sh. K. Baltybaev</i>)	147
1.4.1. Low- to mid-temperature metamorphic zone of the North Domain	148
1.4.2. High-temperature metamorphic and ultrametamorphic zone of the South Domain	152
1.5. Northern Ladoga Lake structures and evolution models	162
1.5.1. Structure and structural-metamorphic evolution of the North Domain of the Ladoga Lake area in the "cover-basement" system (<i>Yu. A. Morozov, A. L. Kulakovsky, A. I. Smulskaya</i>)	162
1.5.2. Combined model of the diapir and collision mechanism of formation of the granite-migmatite-gneiss domes of the Svecofennian Belt in the Paleoproterozoic (<i>O. P. Polyansky, A. V. Babichev, Sh. K. Baltybaev</i>)	180
1.6. Janisjärvi astrobleme (<i>O. V. Yakubovich, V. I. Ivashchenko, Sh. K. Baltybaev</i>)	185
1.7. Ladoga Lake basin and adjacent areas	195
1.7.1. Geological structure of Ladoga Lake based on experimental and methodological study and geological survey in the lake basin (<i>A. V. Amantov</i>)	195
1.7.2. Modelling the Pleistocene and Holocene evolution of the Ladoga Lake area (<i>A. V. Amantov, M. G. Amantova</i>)	198
Chapter 2. DEEP STRUCTURE OF THE EARTH CRUST AND THE UPPER MANTLE AS SHOWN BY GEOPHYSICAL DATA	210
2.1. Integrated seismological and seismic studies of the deep structure at a depth of 1–2 m to 40–50 km (<i>E. V. Isanina, N. V. Sharov, S. I. Yuzhaninova</i>)	210
2.1.1. Methods and results of ECW-PSM studies	212
2.1.2. Joint CDP – ECW-PSM studies	221
2.1.3. Results of the GSP of Ladoga Lake	228
2.1.4. Results and further research prospects	229
2.2. Deep seismic studies in the southeastern Fennoscandian Shield (<i>N. V. Sharov</i>)	230
2.2.1. General description of the data obtained	230
2.2.2. Block crustal model of the region	239
2.2.3. Discussion of results	242
2.3. Velocity mantle structure of the Ladoga Lake area (<i>T. A. Tsvetkova, I. V. Bugayenko</i>)	243
2.4. 2D-3D crustal models of the Ladoga Lake area based on analysis of potential geophysical fields (<i>E. N. Cheremisina, N. N. Pimanova, V. A. Spiridonov, N. V. Sharov</i>)	247
2.5. Study of the geoelectrical structure of the Ladoga Lake area	260
2.5.1. Discovery and study of the Ladoga electrical conductivity anomaly: background (<i>A. A. Zhamaletdinov, I. I. Rokityansky, E. Yu. Sokolova</i>)	260

2.5.2. Study of the electrical conductivity of the upper crustal horizons of the northern Ladoga Lake area (A. A. Zhamaletdinov, A. N. Shevtsov, V. E. Kolesnikov, A. A. Skorokhodov, T. G. Korotkova, M. Yu. Nilov, P. A. Ryazantsev, N. V. Sharov)	267
2.5.3. Crustal electrical conductivity models of the Ladoga Lake area based on the results of 2013–2017 prospecting and deep magnetotelluric and magnetovariation soundings (E. Yu. Sokolova, M. V. Mints, N. S. Golubtsova, S. V. Zaitsev, M. V. Kosnyreva, V. A. Kulikov, P. Yu. Pushkarev, I. I. Rokityansky, Ya. V. Taran, L. A. Zolotaya, A. G. Yakovlev)	284
2.6. Evolution of endogenic processes (Sh. K. Baltybaev, A. M. Larin, Yu. A. Morozov, O. P. Polyansky, V. I. Ivashchenko, N. V. Sharov, K. Sundblad)	302
Chapter 3. MINERALOGY OF THE PALEOPROTEROZOIC LADOGA STRUCTURE	310
3.1. Major mineralogic systems of the Ladoga Structure (V. I. Ivashchenko)	310
3.2. Metalliferous useful minerals	313
3.2.1. Mineralogy of the Svecofennian tectono-magmatic cycle	313
3.2.1.1. Ore potential of the continental rift-related black shale-basalt complex (V. I. Ivashchenko)	313
3.2.1.2. Mineralogy of the active continental margin (1.89–1.88 Ga) – Kaalamo and Vällimäki igneous complexes (PGM, Au, Cu, V, Fe, Ti) (V. I. Ivashchenko, A. M. Ruchyev, I. A. Alexeyev)	315
3.2.1.3. Collisional mineralogic system (W, Pb, Zn, Au) (V. I. Ivashchenko, A. M. Ruchyev)	327
3.2.1.4. Mineralogy of Svecofennian post-orogenic magmatism (P, Ba, Sr, CeREE, Li, Ta, Nb, Be) (V. I. Ivashchenko)	346
3.2.2. Mineralogy of the Gothian tectono-magmatic cycle and subsequent epochs	350
3.2.2.1. Pitkäranta Ore Province (A. M. Larin)	350
3.2.2.2. New types of mineral resources (In, Bi, Au, Pt, Pd) of the Pitkäranta Ore Province (V. I. Ivashchenko)	361
3.2.2.3. Ore deposits and occurrences in the rapakivi granites of Southern Finland (A. M. Larin)	366
3.2.2.4. Evolution of ore formation in the rapakivi granites of the northern Lake Ladoga area (A. M. Larin)	367
3.2.2.5. Near-fault metasomatic rocks (V. I. Ivashchenko)	370
3.3. Non-metalliferous useful minerals – industrial minerals (V. V. Shchiptsov)	372
3.3.1. Genetic types and distribution pattern of industrial mineral deposits and occurrences	372
3.3.2. Industrial mineral deposits and occurrences	373
3.3.2.1. Graphite	373
3.3.2.2. High-alumina raw materials	377
3.3.2.3. Pegmatites	378
3.3.2.4. Non-conventional feldspar material	381
3.3.2.5. Carbonate raw material	381
3.3.2.6. Quartz and quartzites	382
3.3.2.7. Garnet	384
3.3.2.8. Fluorite	385
3.3.2.9. Kaolin	387
3.3.2.10. Industrial minerals of the Elisenvaara-Vuoksa complex	387
3.3.2.11. Dimension stone	389
FURTHER RESEARCH PROSPECTS OF THE LADOGA STRUCTURE	392
REFERENCES	396
BRIEF INFORMATION ABOUT THE AUTHORS	430

Научное издание

**ЛАДОЖСКАЯ ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА
(геология, глубинное строение и минерагения)**

*Печатается по решению Ученого совета
Института геологии КарНЦ РАН*

Редактор *Л. В. Кабанова*
Оригинал-макет *Т. Н. Люрина*
Фото на обложке *И. Георгиевского*

Подписано в печать 16.09.19. Формат 60×84¹/₈.
Гарнитура Times New Roman. Уч.-изд. л. 46,2. Усл. печ. л. 50,69.
Тираж 300 экз. Заказ

Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр Российской академии наук»
Редакционно-издательский отдел
185003, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50

