

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН (геология, глубинное строение и минерагения)



Институт геологии
Карельского научного центра РАН

ОАО «Карельский окатыш»



КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

(геология, глубинное строение и минерагения)



*Посвящается
70-летию Победы в Великой Отечественной войне
и открытию аэромагнитных аномалий
в районе дер. Костомукши*

KARELIAN RESEARCH CENTRE
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOLOGY

«KARELSKIY OKATYSH» JSC

KOSTOMUKSHA ORE AREA
(GEOLOGY, DEEP STRUCTURE AND MINERALOGENY)

Executive editors:

V.Ya. Gorkovets and N.V. Sharov

Petrozavodsk
2015

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ОАО «КАРЕЛЬСКИЙ ОКАТЫШ»

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН (ГЕОЛОГИЯ, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАГЕНИЯ)

Ответственные редакторы

В.Я. Горьковец, Н.В. Шаров

Петрозаводск
2015

УДК 55(470.22)
ББК 26.3(2Рос. Кар.)
К72

Рецензенты:

В.С. Куликов, В.Ф. Смолькин

К72 **Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения)** / Отв. ред. В.Я. Горьковец, Н.В. Шаров. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. 322 с.+1 вкл., ил. 171, табл. 32, фото 16. Библиогр. 357 назв.
ISBN 978-5-9274-0668-5

Авторы: С. Ааро, Б.З. Белашев, М.А. Бойчук, М.А. Воробьев, В.Н. Глазнев, В.Я. Горьковец, А.Г. Дударев, Л.А. Жданова, А.А. Иванов, Н.М. Иванов, А.В. Климовский, Е.Е. Климовская, М.А. Корсакова, J.V. Korhonen, В.И. Литвиненко, Л.А. Максимович, М.В. Минц, О.М. Муравина, Т.А. Мыскова, М.Ю. Нилов, Л.Г. Осипенко, И.К. Пашкевич, А.К. Полин, Ал.А. Попов, Ан.А. Попов, М.Г. Попов, А.Б. Раевский, М.Б. Раевская, В.Н. Рудашевский, Н.С. Рудашевский, А.С. Савченко, Л.П. Свириденко, J.R. Skilbrei, С.Я. Соколов, А.М. Спиридонов, В.И. Старостенко, Т.А. Цветкова, А.А. Фролов, Н.В. Шаров, В.А. Шеков, В.В. Щипцов.

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 и верхней мантии центральной части Карельского кратона. Обобщение и комплексная интерпретация накопленных данных по геологии, тектонике, геофизике и минерагении позволили выявить новые детали глубинного строения литосферы, уточнить ее состав, возможную геологическую природу и геодинамические условия ее формирования.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и геофизиков, занимающихся изучением глубинного строения древних платформ, разведкой новых рудных месторождений, а также для студентов-геологов и геофизиков старших курсов.

Reviewed by

V.S. Kulikov and V.F. Smolkin

Kostomuksha Ore Area (geology, deep structure and mineralogeny) / Executive editors: V.Ya. Gorkovets and N.V. Sharov. Petrozavodsk: Karelian Research Centre, RAS, 2015. 322 p., figs 171, tables 32, photos 16. 357 refs.

A modern concept of the deep structure of the earth crust and upper mantle of the central Karelian craton, based on the geological and geophysical information obtained over the past 50 years, is presented. Geological, tectonic, geophysical and mineralogenic data were summed up and interpreted to better understand the deep structure and composition of the lithosphere and to re-assess its possible geological nature and geodynamic setting.

The book is meant for a large community of geologists and geophysicists, who study the deep structure of old platforms and explore ore deposits, and senior geology and geophysics students.

УДК 55(470.22)
ББК 26.3(2Рос. Кар.)

*Монография издана при финансовой поддержке
Института геологии КарНЦ РАН, ОАО «Карельский окатыш»
и Программы стратегического развития ПетрГУ*

ISBN 978-5-9274-0668-5

© Коллектив авторов, 2015
© Карельский научный центр РАН, 2015
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2015

ОГЛАВЛЕНИЕ

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ	9
ПРЕДИСЛОВИЕ (В.В. Щипцов)	10
КОСТОМУКШСКИЙ ГОК: 33 ГОДА УСПЕШНОЙ РАБОТЫ (М.А. Воробьев)	12
Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОСТОМУКШСКОГО РУДНОГО РАЙОНА	18
1.1. История геолого-геофизического изучения (Л.П. Свириденко, В.Я. Горьковец)	18
1.2. Основные черты геологического строения района (В.Я. Горьковец)	20
1.3. Геологическое строение позднеархейского фундамента (Л.П. Свириденко)	30
1.3.1. Вокнаволоцкий блок	31
1.3.2. Тулосский блок	41
1.3.3. Соотношение фундамента и лопийского вулканогенно-осадочного комплекса	43
1.3.4. Комплекс гранитизированных вулканогенно-осадочных образований	47
1.3.5. Граниты и гранитообразование	49
1.4. Супракрустальные комплексы Костомукшского рудного района и прилегающих территорий (В.Я. Горьковец)	54
1.4.1. Стратиграфия позднеархейских комплексов	54
1.4.2. Стратиграфия участков зеленокаменных поясов Восточной Финляндии	63
1.4.3. Корреляция стратиграфических разрезов	67
1.4.4. Палеовулканонологический анализ и палеовулканонологические реконструкции позднеархейских комплексов	70
1.4.5. Палеогеографический анализ и фациальные типы седиментационных процессов в позднем докембрии	80
1.4.6. Геологический эффект вулканизма и седиментации	88
1.4.7. Метаморфизм позднеархейских лопийских вулканогенно-осадочных комплексов	93
1.4.8. Геолого-тектоническая модель центральной части Карельского кратона	97
Глава 2. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ	104
2.1. Сейсмогеологические модели земной коры вдоль опорных профилей (Н.В. Шаров)	104
2.1.1. Общая характеристика полученных материалов	105
2.1.2. Построение блоковой модели земной коры региона	116
2.1.3. Обсуждение результатов	118
2.2. Вертикальные и латеральные изменения скорости упругих волн в верхней мантии (Т.А. Цветкова, Н.В. Шаров)	120
2.3. Цифровые карты гравитационного и магнитного полей (J.V. Korhonen, Л.А. Жданова, S. Aaro, J.R. Skilbrei, В.И. Литвиненко)	131
2.4. Трехмерные геолого-геофизические модели земной коры центральной части Карельского кратона (И.К. Пашкевич, А.С. Савченко, В.И. Старостенко, Н.В. Шаров)	133
2.4.1. Трехмерная плотностная модель земной коры	134
2.4.2. Трехмерная магнитная модель средней и нижней частей земной коры	143
2.4.3. Структурная интерпретация плотностной и магнитной неоднородностей коры	146

2.5. Комплексные геофизические модели земной коры Карельского кратона (<i>В.Н. Глазнев, О.М. Муравина, М.В. Минц, А.Б. Раевский, Л.Г. Осипенко</i>)	150
2.5.1. Геологический очерк	150
2.5.2. Распределение температур и плотности в земной коре	152
2.5.3. Геолого-геофизическая модель земной коры	155
2.5.4. Сопоставление плотностной модели и данных МОГТ по профилям	159
2.6. Глубинное строение Вокнаволоцкого блока	163
2.6.1. Геофизическая характеристика (<i>М.А. Корсакова, Н.М. Иванов</i>)	163
2.6.2. Результаты геохронологических исследований (<i>М.А. Корсакова, Т.А. Мыскова, Н.М. Иванов</i>)	167
2.7. Нерешенные вопросы (<i>Н.В. Шаров</i>)	178
Глава 3. ГЕОТЕКТНИКА АРХЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА (<i>Л.П. Свириденко</i>)	180
3.1. Калевальская вулкано-тектоническая структура	180
3.2. Эндеогенные режимы и специфика геотектоники Костомукшского рудного района	183
Глава 4. МИНЕРАГЕНИЯ КОСТОМУКШСКОГО РУДНОГО РАЙОНА	186
4.1. Генетические типы железных руд Костомукшского района, минеральные типы и условия формирования железистых кварцитов (<i>В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская, Л.А. Максимович, А.Г. Дударев</i>)	186
4.1.1. Железистые кварциты коматиит-базальтовой ассоциации	187
4.1.2. Риодацитовая железисто-кремнистая ассоциация	189
4.1.3. Терригенная (флишевая) железисто-кремнистая ассоциация	192
4.1.4. Богатые железные руды Костомукшского рудного района	199
4.1.5. Условия формирования железистых кварцитов	201
4.1.6. Раннепротерозойский железосодержащий комплекс района Колатсельга (<i>В.Я. Горьковец</i>)	205
4.2. Золотоносность Костомукшского рудного района (<i>В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская</i>)	210
4.3. Алмазонасность Костомукшского рудного района (<i>В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская, М.Г. Попов, Н.С. Рудашевский, В.Н. Рудашевский</i>)	220
4.4. Поисковые геофизические исследования в пределах архейских зеленокаменных поясов Кухмо и Ялонваара – Иломанси – Тулос (<i>М.Ю. Нилов, А.А. Фролов, С.Я. Соколов</i>)	234
4.5. Нерудные и строительные материалы (<i>В.В. Щипцов, В.А. Шеков, Е.Е. Климовская, А.А. Иванов, А.В. Климовский</i>)	248
4.6. Геоэкологические исследования центральной части Карельского кратона и сопредельных территорий (<i>В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская, М.А. Бойчук, Б.З. Белашев, А.М. Спиридонов</i>)	278
Глава 5. ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ КОСТОМУКШСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	295
А.А. Попов – один из первооткрывателей Костомукшского месторождения железистых кварцитов (<i>Ал.А. Попов, Ан.А. Попов</i>)	297
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	306
ЛИТЕРАТУРА	309

CONTENTS

LIST OF ABBREVIATIONS	9
PREFACE (<i>V.V. Shchiptsov</i>)	10
KOSTOMUKSHA MINING CONCENTRATION PLANT: 33 YEARS OF SUCCESSFUL OPERATION (<i>M.A. Vorobyov</i>)	12
Chapter 1. GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE KOSTOMUKSHA ORE PROVINCE	18
1.1. Geological and geophysical study: background (<i>L.P. Sviridenko and V.Ya. Gorkovets</i>)	18
1.2. Basic geological structure of the province (<i>V.Ya. Gorkovets</i>)	20
1.3. Geological structure of the Paleoproterozoic basement (<i>L.P. Sviridenko</i>)	30
1.3.1. Voknavolok block	31
1.3.2. Tulos block	41
1.3.3. Correlation of the basement and the Upper Archean volcanic-sedimentary complex	43
1.3.4. Granitized volcanic-sedimentary rock complex	47
1.3.5. Granites and granite formation	49
1.4. Supracrustal complexes of the Kostomuksha Ore Province and adjacent areas (<i>V.Ya. Gorkovets</i>)	54
1.4.1. Stratigraphy of Late Archean complexes	54
1.4.2. Stratigraphy of the greenstone belt units of Eastern Finland	63
1.4.3. Correlation of stratigraphic columns	67
1.4.4. Paleovolcanological analysis and paleovolcanological reconstructions of Late Archean complexes	70
1.4.5. Paleogeographic analysis and facies types of sedimentation processes in the Late Precambrian	80
1.4.6. Geological effect of volcanism and sedimentation	88
1.4.7. Metamorphism of Late Archean Lopian volcanic-sedimentary complexes	93
1.4.8. Geological-tectonic model of the central Karelian craton	97
Chapter 2. DEEP STRUCTURE OF THE EARTH CRUST AND THE UPPER MANTLE BASED ON GEOPHYSICAL DATA	104
2.1. Seismological models of the earth crust along reference profiles (<i>N.V. Sharov</i>)	104
2.1.1. General description of the data obtained	105
2.1.2. Constructing a block model of the earth crust of the region	116
2.1.3. Discussion of the results	118
2.2. Vertical and lateral velocity variations in the upper mantle (<i>T.A. Tsvetkova and N.V. Sharov</i>)	120
2.3. Digital maps of gravity and magnetic fields (<i>J.V. Korhonen, L.A. Zhdanova, S. Aaro, J.R. Skilbrei, V.I. Litvinenko</i>)	131
2.4. Three-dimensional geological-geophysical models of the earth crust of the central Karelian craton (<i>I.K. Pashkevich, A.S. Savchenko, V.I. Starostenko, N.V. Sharov</i>)	133
2.4.1. Three-dimensional density model of the earth crust	134
2.4.2. Three-dimensional magnetic model of the middle and lower earth crust	143
2.4.3. Structural interpretation of the density and magnetic crust heterogeneities	146

2.5. Integrated geophysical models of the earth crust of the Karelian craton (<i>V.N. Glaznev, O.M. Muravina, M.V. Mints, A.B. Rayevsky, L.G. Osipenko</i>)	150
2.5.1. Geological essay	150
2.5.2. Temperature and density distribution in the earth crust	152
2.5.3. Geological-geophysical models	155
2.5.4. Correlation of the density model and CDP data along the profiles	159
2.6. Deep structure of the Voknavolok block	163
2.6.1. Geophysical description (<i>M.A. Korsakova and N.M. Ivanov</i>)	163
2.6.2. Results of geochronological studies (<i>M.A. Korsakova, T.A. Myskova, N.M. Ivanov</i>) ...	167
2.7. Unsolved problems (<i>N.V. Sharov</i>)	178
Chapter 3. GEOTECTONICS OF THE ARCHEAN UNITS OF THE CENTRAL KARELIAN CRATON (<i>L.P. Sviridenko</i>)	180
3.1. Kalevala volcano-tectonic structure	180
3.2. Endogenic regimes and geotectonic pattern of the Kostomuksha Ore Province	183
Chapter 4. MINERALOGENY OF THE KOSTOMUKSHA ORE PROVINCE	186
4.1. Genetic types of Kostomuksha iron ores, mineral types and environmental conditions of iron formation (<i>V.Ya. Gorkovets, M.B. Rayevskaya, L.A. Maksimovich, A.G. Dudarev</i>)	186
4.1.1. Iron formation of komatiite-basalt association	187
4.1.2. Rhyodacitic iron-cherty association	189
4.1.3. Terrigenous flysch iron-cherty association, typomorphic characteristics of magnetites	192
4.1.4. High-grade iron ores of the Kostomuksha Ore Province	199
4.1.5. Environmental conditions of iron formation	201
4.1.6. Early Proterozoic ferruginous complex, Kolatselga area (<i>V.Ya. Gorkovets</i>)	205
4.2. Gold potential of the Kostomuksha Ore Province (<i>V.Ya. Gorkovets and M.B. Rayevskaya</i>)	210
4.3. Diamond potential of the Kostomuksha Ore Province (<i>V.Ya. Gorkovets, M.B. Rayevskaya, M.G. Popov, N.S. Rudashevsky, V.N. Rudashevsky</i>)	220
4.4. Geophysical survey of the Archean Kuhmo and Jalonvaara – Ilomantsi – Tulos greenstone belts (<i>M.Yu. Nilov, A.A. Frolov, S.Ya. Sokolov</i>)	234
4.5. Nonmetallic and building materials (<i>V.V. Shchiptsov, V.A. Shekov, E.E. Klimovskaya, A.A. Ivanov, A.V. Klimovsky</i>)	248
4.6. Geological studies of the central Karelian craton and adjacent areas (<i>V.Ya. Gorkovets, M.B. Rayevskaya, M.A. Boychuk, B.Z. Belashev, A.M. Spiridonov</i>)	278
Chapter 5. HISTORY OF DISCOVERY OF KOSTOMUKSHA IRON FORMATION	295
A.A. Popov, a pioneer discoverer of Kostomuksha iron formation (<i>Al.A. Popov and An.A. Popov</i>)	297
CONCLUSION	306
LITERATURE	309

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

БЩ (ФЩ) – Балтийский щит (Фенноскандинавский щит)
ВЕП – Восточно-Европейская платформа
ВП – вызванная поляризация
ВСП – вертикальное сейсмическое профилирование
ВТС – вулкано-тектоническая структура
ГГК – глубинное геологическое картирование
ГЗО – гранит-зеленокаменные области
ГИС – геофизическое исследование скважин
ГСЗ – глубинное сейсмическое зондирование
ГСФ – Геологическая служба Финляндии
ДИП – дипольное индуктивное профилирование
ДОП – дипольно-осевое профилирование
ЕЭП – естественное электрическое поле
ЗП – зеленокаменные пояса
ИГ КарНЦ РАН – Институт геологии Карельского научного центра РАН
КМА – Курская магнитная аномалия
КРР – Костомукшский рудный район
КС – Калевальская структура
ЛГИ – Ленинградский горный институт
МОВ – метод отраженных волн
МОВЗ (МРС) – метод обменных волн (метод разведочной сейсмологии)
МОГТ (ОГТ) – метод общей глубинной точки
МПП – металлы платиновой группы
ОАО КО – открытое акционерное общество «Карельский окатыш»
ПВ – пункт взрыва
ПГО – производственное геологическое объединение
ПИ – полезные ископаемые
ПК – пикет
ПМ – поверхность Мохоровичича
РФА – рентгенофлуоресцентный анализатор
РМА – региональная магнитная аномалия
СГ – срединный градиент
СГГ – слой Голицына-Гейко
ТТГ – тоналит-трондьемит-гранодиоритовый
ТП – тепловой поток
ЦНИГРИ – Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
ЦЧКК – центральная часть Карельского кратона
ЦЭМА – центр эндогенной магматической активности

ПРЕДИСЛОВИЕ

Костомукшский рудный район – крупнейший промышленный центр Карелии. Он получил свое название благодаря открытию крупных залежей магнетитовых кварцитов. Пройден большой и тернистый путь. Научные представления об общем геологическом строении Костомукшского месторождения железистых кварцитов начали формироваться задолго до системных исследований. Существенным поворотом стала аэромагнитная съемка, которую проводили в 1945–1946 гг. аэромагнитолог З.А. Макарова, летчик А.А. Попов и штурман С.К. Верещагин. Благодаря опробованию аэромагнитометра профессора А.А. Логачева впервые в СССР во время плановой аэромагнитной съемки было определено мощное залегание руд.

21 января 1947 г. начальник горного отряда П.И. Иванов и рабочие В.И. Кириллов и П.Е. Кириллов подняли первые образцы железной руды из горной выработки. С этого времени начали проводить поиски и разведку железных руд силами геологоразведочной партии Ленинградского геологического управления, Западного геофизического треста, затем Карельской комплексной геологоразведочной экспедиции. В 70-х гг. было принято решение Совета Министров СССР об освоении Костомукшского месторождения метаморфогенных магнетитовых кварцитов с участием предприятий Финляндии. В районе проводятся аэромагнитная съемка масштаба 1 : 25 000, гравиразведка масштаба 1 : 50 000, сейсморазведка, наземная магниторазведка масштаба 1 : 10 000–1 : 5000, доразведка и доизучение флангов и глубоких горизонтов Костомукшского месторождения, разведочные работы на Корпангском и Южно-Корпангском месторождениях железных руд, поисковые и оценочные работы на других проявлениях железных руд. В результате перечисленных работ была создана надежная сырьевая база для Костомукшского горно-обогатительного комбината (ныне ОАО «Карельский окатыш»). В итоге стали эпохальными такие даты, как:

10 августа 1982 г. – в 13 час. 40 мин. получены первые железорудные окатыши, а 2 сентября отправлен первый состав с железорудными окатышами;

8 декабря 1982 г. – состоялись торжества по случаю ввода в эксплуатацию первой очереди комбината. В этот день открыт памятный знак в честь совместного сотрудничества СССР и Финляндии на костомукшской земле;

18 апреля 1983 г. – Костомукша получила статус города;

18 июня 1985 г. – состоялись торжества по случаю завершения работ по строительству второй и третьей очередей ГОКа. Общая производительность составила 24 млн тонн. Так в глухой тайге выросли комбинат и современный город.

Активную позицию занял Институт геологии КФ АН СССР. Руководителем НИР по железорудной тематике в 1959–1980 гг. был Владимир Михайлович Чернов, который заведовал лабораторией железорудных месторождений. В ходе работ на Костомукшском месторождении в 1959–1962 гг. получены новые данные по геологии и структуре месторождения. На базе этих материалов делается переоценка перспектив на железные руды (в сторону увеличения). Результаты геологических исследований обсуждались в Совнархозе, Совмине и Госплане КАССР. По итогам работ В.И. Робоненом и В.М. Черновым представлена записка о научно-исследовательских работах 1959–1962 гг. и передана в Госплан КАССР и РСФСР, Совмин КАССР, СЗТГУ МГ СССР. Большое внимание геологическому изучению Костомукшского рудного района уделял директор института Кауко Оттович Кратц.

В 1970 г. Председатель Президиума КФ АН СССР Н.И. Пьявченко принимает решение о концентрации научных сил на комплексном изучении территории, прилегающей к Костомукше. С этой целью создается специальная Костомукшская комплексная экспедиция. Руководителем ее назначается И.М. Нестеренко, научным руководителем – Г.С. Бискэ. В Институте геологии выполняется тема «Геология и перспективы увеличения минерально-сырьевых ресурсов Костомукшского района» (научный руководитель В.М. Чернов, исполнители В.Я. Горьковец, К.А. Инина, М.Б. Раевская, Ю.И. Лазарев, В.Н. Кожевников, Е.Ф. Белоусов).

За экспозицию «Изучение геологии и железных руд Костомукшского месторождения» Главный комитет ВДНХ СССР наградил Институт геологии Дипломом 1 степени, В.М. Чернова – Дипломом Почета, В.Я. Горьковца – бронзовой медалью. Чл.-корр. АН СССР К.О. Кратцу (в числе других)

в 1985 г. (посмертно) присуждена Государственная премия СССР за вклад в освоение Костомукшского месторождения.

К числу основных трудов того периода можно причислить следующие работы: Чернов В.М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. Л., 1964; Лазарев Ю.И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Л., 1971; Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, 1981; Вскрышные породы Костомукшского железорудного месторождения и пути их использования в народном хозяйстве. Петрозаводск, 1983.

В конце XIX – начале XX века благодаря разносторонним геологическим исследованиям значительно расширились представления о металлогении Костомукшского рудного района. Были выделены перспективные направления о золотоносности и алмазонасности в ультраосновных щелочных комплексах рифейского этапа активизации (алмазонасные и редкометалльные лампроиты, трубки алмазонасных кимберлитов – оранжеитов, а также серия лампрофиров). Значительная роль должна быть отведена проявлениям талькосодержащих пород и серпентинитов апоультрабазитовой формации и крупнейшей на Фенноскандинавском щите кварценозной площади (Меломайс) зон протоактивизации и др.

Данная работа – обобщающего характера, выполнена большим научным коллективом, который помимо авторов – научных работников Института геологии КарНЦ РАН, включает участие специалистов других организаций. В первую очередь это относится к главе «Глубинное строение земной коры и верхней мантии по геофизическим данным»: сейсмогеологические модели земной коры вдоль опорных профилей; вертикальные и латеральные изменения скорости в верхней мантии; цифровые карты гравитационного и магнитного полей; трехмерные геолого-геофизические модели земной коры центральной части Карельского кратона.

Здесь же рассмотрены комплексные геофизические модели земной коры Карельского кратона и глубинное строение Вокнаволоцкого блока.

Для выполнения поставленных задач были приглашены на основе научного сотрудничества ученые и профессионалы – сотрудники: И.К. Пашкевич, А.С. Савченко, В.И. Старостенко, Т.А. Цветкова (ИГ НАН Украины); Л.Г. Осипенко, А.Б. Раевский (ГИ КНЦ РАН); М.В. Минц (ГИН РАН); В.Н. Глазнев, О.М. Муравина (ВГУ); Л.А. Жданова, Н.М. Иванов, М.А. Корсакова (предприятие «МИНЕРАЛ»); А.Г. Дударев, Л.А. Максимович (ОАО «Карельский окатыш»). Фамилии всех авторов и разделы в работе, в которых они участвовали, указаны в оглавлении.

Таким образом, в этой книге впервые представлен обобщенный материал по геологическим, геофизическим, металлогеническим, геоэкологическим работам, которые проводились на площади Костомукшского рудного поля на протяжении нескольких десятилетий.

Именно новые сведения, анализ и выводы способствуют интерпретации формирования рудных тел или полезных залежей, что дает возможность переосмыслить металлогению района.

Представленная 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.

Авторы благодарны официальным рецензентам: Председателю регионального петрографического совета по Северо-Западу России, главному научному сотруднику Института геологии КарНЦ РАН, доктору геол.-мин. наук В.С. Куликову и ведущему научному сотруднику Государственного геологического музея им. В.И. Вернадского Российской АН, доктору геол.-мин. наук В.Ф. Смолькину, сделавшим ряд ценных замечаний по рукописи. Пожелания рецензентов учтены в ее окончательной редакции.

КОСТОМУКШСКИЙ ГОК: 33 ГОДА УСПЕШНОЙ РАБОТЫ

ОАО «Карельский окатыш» по праву считается одним из лучших горно-обогатительных комбинатов в России. Комбинат производит 10,6 млн тонн окатышей в год. Объемы вывезенной за 2014 г. горной массы – 47,8 млн куб. м.

Основной потребитель продукции «Карельского окатыша» – Череповецкий металлургический комбинат. Именно для того чтобы обеспечить этот комбинат сырьем, и был построен Костомукшский ГОК. Кроме того, крупные объемы продукции поставляются в «ЕВРАЗ», на Челябинский и Магнитогорский металлургические комбинаты. Среди зарубежных потребителей – Ruukki (Финляндия, часть холдинга SSAB), Tata Steel UK Ltd, (Великобритания, Нидерланды), ArcelorMittal Sourcing (Германия) и другие, а также индийские и китайские компании.

Последние несколько лет на предприятии реализуется масштабная программа технического перевооружения, ведется большая работа по реорганизации системы управления, оптимизации производства, происходят качественные перемены в области охраны труда и промышленной безопасности.

В этом году исполнилось пять лет с того момента, как в компании «Северсталь» и на «Карельском окатыше», в частности, началось внедрение особой модели ведения бизнеса – бизнес-системы «Северстали». В этом мы серьезно отличаемся от конкурентов, и отличия эти заключаются не только в объемах производства. Речь идет, в первую очередь, о том, как мы ставим задачи и решаем их, что считаем важным, а что – нет, как общаемся между собой и относимся к поставщикам и клиентам. У нас есть свои особенности, которые мы хотим не только сохранить, но и развивать дальше.

Бизнес-система «Северстали» включает в себя четыре направления: безопасность труда, постоянное совершенствование, цель которого – эффективный и устойчивый бизнес, клиентоориентированность, проект «Люди «Северстали», направленный на вовлечение сотрудников в общее дело, материальную и моральную мотивацию работников, повышение организационной эффективности, улучшение условий труда.

В условиях нестабильности в экономике, особенно в металлургической сфере, борьба на рынке обостряется. Актуальны вопросы снижения себестоимости продукции и улучшения ее качества. Бизнес-система «Северстали» – это своеобразный ответ компании на вызовы внешней среды.

Главная цель нашего предприятия сейчас – снижение себестоимости продукции. Когда спрос на металл падает, только высокое качество и низкая себестоимость позволят «Карельскому окатышу» работать стабильно. Кризисный 2008 г. многому научил, и сейчас мы готовы работать и в сложные для экономики времена.

Для этого постоянно реализуем проекты, направленные на повышение эффективности производства и – одновременно – снижение затрат. Речь идет, например, о раздельном обогащении легко- и труднообогатимых руд, что позволяет выпускать продукцию с содержанием железа до 66 %. Происходит автоматизация производства.

Постоянно закупается новая техника для горнотранспортного комплекса: карьерные самосвалы грузоподъемностью 220 тонн, буровые станки. Мы стремимся работать на самом современном, высокопроизводительном оборудовании, как это делают лидеры отрасли.

Мы постоянно сравниваем себя с конкурентами – определяем собственное положение на металлургическом рынке, анализируем деятельность тех, кто тоже развивается, а значит, может предложить лучший продукт и потеснить нас.

С точки зрения факторов, обеспечивающих конкурентоспособность, «Карельский окатыш» находится далеко не в самом выгодном положении, прежде всего – из-за природно-климатических условий региона, в котором работаем. Второй отягчающий фактор – сравнительно бедное содержание магнитного железа в руде: порядка 24 % с учетом засоряющих пород. В результате приходится больше ресурсов тратить на получение конечного продукта, который по качеству должен быть сопоставим с продуктом наших конкурентов с меньшими, чем у нас, затратами. Кроме того, в наших карьерах ведутся большие вскрышные работы.

С одной стороны, то, что мы тратим больше сил и средств, чем многие наши конкуренты, плохо, с другой – тяжелые горно-геологические условия мотивируют. Каждый год мы формируем список перспективных идей и мероприятий, чтобы компенсировать природные условия. В остальных про-

цессах – переработки руды и производства готовой продукции – «Карельский окатыш» должен быть эффективнее других.

Впервые в России мы применили систему автоматизации горнотранспортного комплекса Modular. Каждый самосвал и экскаватор обеспечен программным оборудованием, и управление перевозками происходит автоматически. Например, нам нужно, чтобы на определенном перегрузочном пункте руды в карьере складировалась руда определенного качества. Система просчитывает и распределяет транспорт. Водитель самосвала видит задание: ехать к определенному экскаватору, а затем на конкретный пункт разгрузки. Эта система существенно подняла производительность труда за счет оптимизации перевозок и сокращения пустых пробегов самосвалов. К тому же позволяет отслеживать местонахождение техники, ее скорость, расход топлива.

Специфика залегания рудного тела на нашем месторождении также требует особого подхода к организации и технологии его разработки. В костомукшских карьерах встречаются так называемые зоны переслаивания: в руде есть породные включения или рудная залежь соседствует с пустой породой. При взрыве они перемешиваются. Поэтому непосредственно в карьерах мы установили и запустили в промышленную эксплуатацию оборудование для сухой магнитной сепарации (СМС). Установки СМС отделяют пустую породу, и на обогатительную фабрику поступает руда с более высоким содержанием железа.

Новые технологические решения необходимы и на других переделах, в особенности на дробильно-обогатительной фабрике. Мы заменили старые стержневые мельницы, которые применяются для измельчения руды, на новые, большего диаметра, а значит, более производительные, меняем дробилки.

Особое значение для нас имеет работа по снижению потребления энергоресурсов, горюче-смазочных материалов. Из-за отсутствия газопроводов в нашем регионе мы вынуждены для обжига окатышей использовать мазут, который значительно удорожает готовый продукт. Чтобы минимизировать расходы, за счет комплекса техмероприятий в отделении производства окатышей мы уменьшили потребление мазута примерно на четверть. Снизить нагрузку на центральную котельную позволит установка на территории промплощадки нескольких мини-котельных на биотопливе.

Кроме того, большое внимание уделяется тому, чтобы сократить потребление электроэнергии. В 2012 г. наш комбинат вышел на оптовый электроэнергетический рынок, став его полноправным участником, что дает нам немалую выгоду.

В 2014 г. мы реализовали проект «Раздельная переработка руд Костомукшского и Корпангского месторождений». Удалось поднять содержание железа в окатышах для нашего основного потребителя – Череповецкого металлургического комбината – с 63,5 до 66 %. Мы стремимся видеть и дальнюю перспективу развития. Наша стратегия предусматривает сохранение жизнеспособности комбината до 2044 г. Мы ведем разведку глубоких горизонтов в Центральном карьере Костомукшского месторождения, где есть руда, но нужно подтвердить запасы и определить эффективность их отработки. Если мы подтвердим прогнозы, то продлим жизнь комбината еще на 15–20 лет сверх предусмотренного действующей стратегией срока при условии открытой добычи. Дополнительные объемы руды даст новый участок Северный-3 Южно-Корпангского месторождения. На его разработку готовится проектная документация.

Если задать вопрос, в чем заключается наш рецепт эффективного бизнеса, то ответ прост: каждый день думать о затратах, всегда иметь решение, как их снизить и поднять конкурентоспособность в случае, если наступят трудные времена.

Не менее важно и то, что в компании должны работать лучшие профессионалы, люди, разделяющие наши корпоративные ценности. Случались периоды, когда мы не могли инвестировать в развитие производства, но усилиями всего коллектива добивались того, что комбинат оставался работоспособным.

Когда Костомукшский ГОК запускался, он был самым современным и высокотехнологичным для того времени предприятием. Но и сегодня, спустя 33 года, мы стараемся сохранить свою молодость и намерены в дальнейшем поддерживать статус новаторского предприятия даже в условиях возрастающей конкуренции.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН



Максим Александрович Воробьев,
директор филиала АО «Северсталь
Менеджмент» в г. Костомукше –
генеральный директор ОАО
«Карельский окатыш»



Вид на комбинат



Карьер



Взрыв в карьере



Техника в карьере

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН



В цехе крупного дробления разгружают вагоны с рудой



Дробилки среднего дробления



Участок окомкования окатышей



По конвейеру окатыши отправляют на отгрузку



Погрузчик грузит руду в вагоны



Памятник А. Косыгину и У. Кекконену

ГЛАВА 1

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОСТОМУКШСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

1.1. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Костомукшский горнорудный район, расположенный в центральной части Фенноскандинавского щита (ФЩ), является уникальным по своему строению, рудоносности и геологическому развитию. В то же время он составляет часть широко развитых в Карелии архейских образований, что предоставляет широкие возможности для сравнения с другими регионами.

Наиболее ранние представления о геологическом строении Костомукшского района сложились после маршрутных исследований А.А. Иностранцева (1877 г.). В геологическом описании маршрутов, касающихся южной части Костомукшского района (участки Кимас-озеро, Лувозеро), отмечаются развитие преимущественно лаврентьевских гнейсо-гранитов и отдельные выходы биотитовых гнейсов и сланцев. Более подробные сведения относительно геологического строения этого района имеются в работе Н.Г. Судовикова (1933 г.), по данным которого в геологическом строении районов д. Лувозеро и д. Кимасозеро принимают участие гнейсо-граниты и гранито-гнейсы раннеархейского возраста. С этого момента начинается дискуссионность в выделении раннеархейского фундамента.

Новый этап в изучении Костомукшского района начался с 1945 г.: правительство СССР поставило задачу – создать базу черной металлургии на северо-западе страны. Начались активные геологические и геолого-разведочные работы. История открытия Костомукшского железорудного месторождения изложена подробно [Открытие и разведка..., 2014]. Важно отметить, что открытие крупного железорудного Костомукшского месторождения способствовало активному геологическому изучению Костомукшского рудного района (КРР).

В январе 1947 г. горными работами на глубине 1,2 м от поверхности на участке повышенной магнитной аномальной зоны были вскрыты железные руды – магнетитовые кварциты с содержанием железа растворимого от 31,3 до 37,3 %. Итоги геолого-разведочных работ подтвердили промышленную значимость месторождения железных руд, позволили подсчитать запасы руды и утвердить в ВКЗ СССР по состоянию на 1 июня 1953 г. в количестве 650,4 млн тонн. В дальнейшем был проведен перерасчет запасов руд, которые были увеличены до 1,2 млрд тонн, а в итоге – до 10 млрд тонн [Чернов, Горьковец, 1974].

Металлогеническая перспективность региона привлекла внимание геологических организаций Санкт-Петербурга и Москвы. Долгие годы здесь последовательно и планомерно работает Институт геологии КарНЦ РАН.

Главными проблемными вопросами в изучении Костомукшского рудного района являются проблема фундамента позднеархейских образований и тесно связанная с ней проблема зеленокаменных поясов.

К комплексу фундамента часть исследователей [Свириденко, 1968; Корсакова, 1969; Горьковец, 2005] относит претерпевшие региональный гранулитовый метаморфизм диорито-гнейсы, другие [Лазарев, Кожевников, 1973; Лобач-Жученко и др., 2000, 2005 и др.] – гнейсы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации (ТТГ).

Важно особо подчеркнуть значимость геофизических исследований в региональном геологическом районировании. В частности, в четырехслойной модели земной коры [Земная кора..., 1978], где для каждого слоя обоснованы характерные плотности слагающих пород, показано, что на земную поверхность в современном эрозионном срезе выходят породы не только гранитного слоя, но и диоритового. Эти данные использованы для выделения раннеархейского фундамента [Свириденко, 1980]. По петрофизическим свойствам породы Вокнаволоцкого и Тулосского блоков относятся к диоритовому слою. При изучении на достаточной статистической основе петрофизических свойств пород этих блоков [Свириденко, 1974] показано, что при наложении позднеархейских процессов разуплотнения и гранитизации происходит площадное изменение первичных свойств пород. В региональном масштабе это можно видеть на петроплотностной карте геологических формаций восточной части Балтий-

ского щита, 1978 (редакторы Н.Б. Дортман и М.Ш. Магид). С использованием петрофизических данных проведена интерпретация гравитационного и магнитного полей.

При современных геофизических исследованиях впервые получена трехмерная геолого-геофизическая модель литосферы центральной части Карельского кратона [Пашкевич и др., 2014], в которой четко выражена индивидуальность строения Костомукшского рудного региона с обособленными гравитационными полями Вокнаволоцкого и Тулосского блоков. В целом геофизические исследования, проведенные за четыре последних десятилетия на приграничной части Карельского кратона, были весьма разнообразны как по масштабам изучения строения земной коры, так и по методам [Mitrofanov et al., 1998; Глубинное строение..., 2001; Глубинное строение и сейсмичность..., 2004; Yliniemi et al., 2004; Silvennoinen, Kozlovskaya, 2007; Korja, Heikkinen, 2008; Шаров, 2013]. Выполнялись они преимущественно раздельно для территории Финляндии и Карелии.

За последние годы построены: геологическая карта восточной части ФШ [Koistinen et al., 2001]; карта гравитационного поля в редукции Буге в цифровом виде по сети $2,5 \times 2,5$ км (аномалии Буге, $\sigma = 2,67$ г/см³) [Korhonen et al., 2002]; сводная карта аномального магнитного поля (ΔT_a) в цифровом виде с выборкой значений поля по сети 1×1 км [Korhonen et al., 2002].

Это позволило на новом уровне и во взаимосвязи рассматривать главные эндогенные процессы докембрия. Вместе с тем нельзя не отметить, что несмотря на разносторонние исследования они не проводились в комплексе и широко распространенные лопийские так называемые «гранит-зеленокаменные образования» при всем многообразии подходов остаются недостаточно изученными.

Геофизические исследования способствуют также выделению линейных разломных зон. С линейными разломами протерозойской тектоно-магматической активизации связаны месторождения золота [Горьковец и др., 2009] и ряд диатрем кимберлитов [Горьковец и др., 2007]. Настоящую работу можно рассматривать как первое обобщение, способствующее обоснованию уникальности Костомукшского рудного района.

Нельзя не отметить, что в этот же период активно проводилось геохронологическое датирование. В результате на основе датирования магматических образований доказано многократное проявление тектоно-магматической активизации. К сожалению, изотопное датирование не способствовало выделению комплекса древнего фундамента. На площади Вокнаволоцкого блока получены лишь позднеархейские изотопные датировки. Раннеархейский возраст получен для гранулитового комплекса Пудасъярви [Mytinen, Nuhma, 2003], но раннеархейский фундамент на территории Финляндии не выделяется. Считается, что большой интервал геологического времени (от раннего до позднего архея) является возрастом первичного формирования ТТГ ассоциации [Mytinen, Nuhma, 2003].

Большинство исследователей выделяют комплекс фундамента зеленокаменных поясов лишь по вещественному ТТГ составу [Лазарев, Кожевников, 1973; Лобач-Жученко и др., 1974; Korsman et al., 1984; Чекулаев и др., 1997; Hölttä et al., 2012 и др.]. В соответствии с этой точкой зрения большую часть территории Костомукшского рудного района следует относить к комплексу раннеархейского фундамента, контактирующего с зеленокаменными поясами.

Самой сложной проблемой является проблема соотношения ЗП и окружающих позднеархейских образований. Это обусловлено прежде всего тем, что, подробно изучая стратиграфию, вулканизм, литологию разрозненных участков ЗП с целью оценки продуктивности железных руд, первичная структура ЗП не установлена. Кроме отмеченной геосинклинальной природы позднеархейских образований, по представлениям К. Конди, это прерывистые участки, включенные в море гранито-гнейсов [Condie, 1976]. В современной научной литературе используется также термин «тоналит-зеленокаменные пояса» [Самсонов, 2009]. Цитируемый автор, не сомневающийся в плейттектонической тектонике образования этих поясов, отмечает лишь отличие тектоники плит в неоархейское время от современной.

Широко распространены как в России, так и в Финляндии представления о рифтогенной структуре ЗП, а также о связи их образования с плейттектонической геодинамической моделью [Taipale, 1983; Piirainen, 1988; Арестова и др., 1999; Чекулаев и др., 1999; Silvennoinen, Kozlovskaya, 2007; Hölttä, 2009].

Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона рассматриваются также как орогенные домены [Кожевников, 1999].

Многолетние исследования позднеархейских ЗП были посвящены преимущественно изучению их вещественного состава, а также металлогении [Вулканизм архейских..., 1981; Лучицкий, Сидоренко, 1982; Маракушев, 1982; Шилов, 1982; Глазур и др., 1988]. Вместе с тем полувековые палеовулканические исследования Института геологии КарНЦ РАН показали, что докембрийскому вулканизму

му, в отличие от фанерозойского, несвойственно поясовое распространение. Специфика докембрийского вулканизма состоит в сочетании интенсивного платобазальтового вулканизма и мелководного осадконакопления [Светов, 2003].

В позднем архее на территории Карельского геоблока был сформирован обширный мелководный бассейн, где до начала лопийского вулканизма отложились значительные мощности терригенных пород. Было доказано, что краевые зоны лопийских вулканогенно-осадочных структур в современном эрозионном срезе фиксируют лишь границы гранитизации и не могут рассматриваться как стратиграфический контакт саамия и лопия [Свириденко, 1980]. Большое внимание уделялось изучению стратиграфии вулканогенно-осадочных пород.

Костомукшский стратиграфический разрез верхнеархейских отложений является опорным для расчленения лопийских супракрустальных толщ Карелии [Раевская и др., 1992]. Установлено, что формирование лопийского вулканогенно-осадочного комплекса Западной Карелии происходило в течение трех этапов. В первый этап на сиалической коре произошло накопление терригенно-осадочной толщи (арениты, аркозы, граувакки, псаммитовые осадки), преобразованной процессами метаморфизма в разнообразные гнейсы и гранито-гнейсы. На следующем этапе сформировались мощные толщи основных и локально кислых вулканитов. На заключительном этапе произошло накопление флишевых песчано-глинистых осадков.

Тектоническая модель В.Я. Горьковца и М.Б. Раевской выглядит следующим образом: ГЗО представляют собой крупные $n \cdot 100$ тыс. км² блоки фундамента древних раннеархейских платформ, в которых выделяются два этапа – нижний (сиалический фундамент), сложенный супракрустально-гранитоидным комплексом, и верхний – зеленокаменным комплексом. При этом сиалический фундамент (Вокнаволоцкий блок) – это кольцевая структура второго порядка, оконтуренная долгоживущими подвижными разломными зонами.

В настоящей работе изложены результаты комплексного геолого-геофизического исследования Костомукшского рудного района, позволяющие на новом уровне подойти к решению сложных геологических, тектонических и металлогенических проблем.

1.2. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

Название Костомукшский рудный район обычно ассоциируют с площадью Костомукшского железорудного месторождения и серией месторождений или рудопроявлений железных руд.

В данной работе «Костомукшский рудный район» мы объединили Центрально- и Западно-Карельские позднеархейские геологические структуры с определенной железорудной металлогенической специализацией в пределах Карельского кратона площадью 500×250 км = 150 000 км². В состав Костомукшского рудного района включены три месторождения железных руд Карельского кратона – Костомукшское, Корпангское и Межозерское, а также 22 рудопроявления Центрально- и Западно-Карельской зоны (рис. 1.1). В работе приводится сравнительная характеристика позднеархейских геологических структур Карелии, включающих железисто-кремнистые образования Восточной Финляндии – зеленокаменный пояс Суомуссалми – Кухмо – Типасъярви и геологическую структуру Иломанси.

В 1945–1946 гг. на территории Карелии, покрытой аэромагнитной съемкой общей площадью около 112 тыс. км², открыто около 40 ранее неизвестных магнитных аномалий – Костомукшская, Гимольская, Межозерская, Хедозеро-Большезерская, Тумбареченская, Воломская, Совдозерская и др. Наиболее перспективной явилась Костомукшская аэромагнитная аномалия, прослеженная в меридиональном направлении на 25 км с интенсивностью магнитного поля 15 тыс. гамм.

Дальнейшие наземные геолого-геофизические исследования позволили оценить запасы Костомукшских железных руд и подготовить месторождение к освоению. С 1982 г. работает Костомукшский ГОК. Этот район рассматривается также как перспективная площадь на золото и алмазы. Геологические границы Костомукшского рудного района (см. рис. 1.1) проведены условно и базируются на положительных аномалиях региональных гравитационного и магнитного полей (гл. 2).

Карельский кратон, располагающийся в юго-восточной части Фенноскандинавского щита, прослеживается в субмеридиональном направлении более чем на 700 км при ширине 400 км на юге и 250 км на севере. Район сложен архейскими и протерозойскими комплексами пород, перекрытых маломощным чехлом четвертичных отложений.

ОБЗОРНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

РЕДАКТОР В.Я. ГОРЬКОВЕЦ

Составители: В.Я. Горьковец и М.Б. Раевская

Обработка и создание ГИС: А.К. Полин

Использованы материалы:

1. Geological Map of the Fennoscandian Shield, scale 1 : 2 000 000, 2001 г.

2. Геологическая карта-схема докембрийских образований приграничной полосы Республики Карелия – Финляндия, М. 1 : 100 000, 2004 г.
(с использованием материалов: V. Nurronen, 1973, 1976, 1978; E. Lukkonen, 1987, 1993; K. Taipale, J. Tuokko, 1981; Ю.И. Лазарев, 1973)

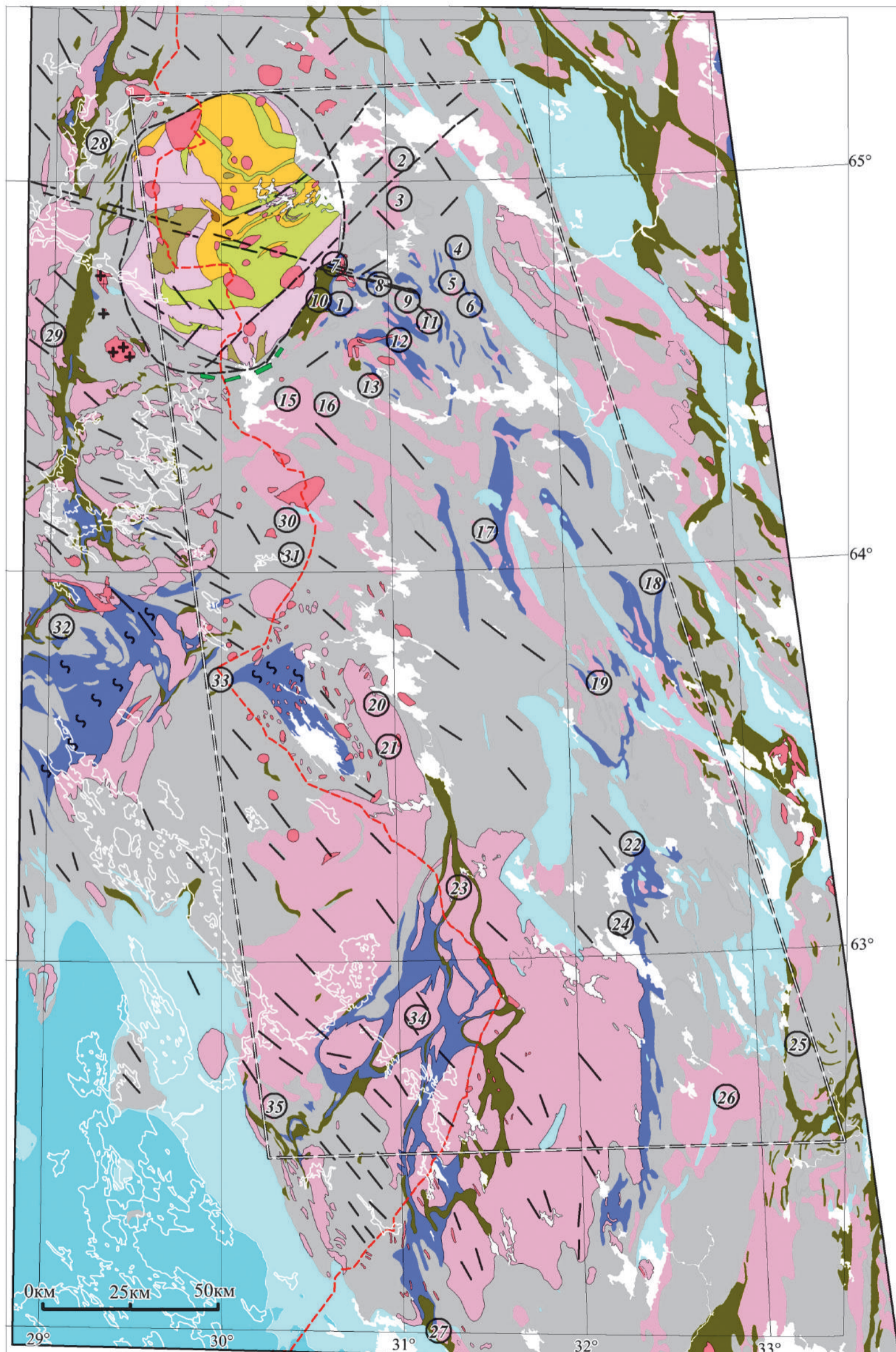




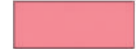












Рис. 1.1. Обзорная геологическая карта центральной части Карельского кратона

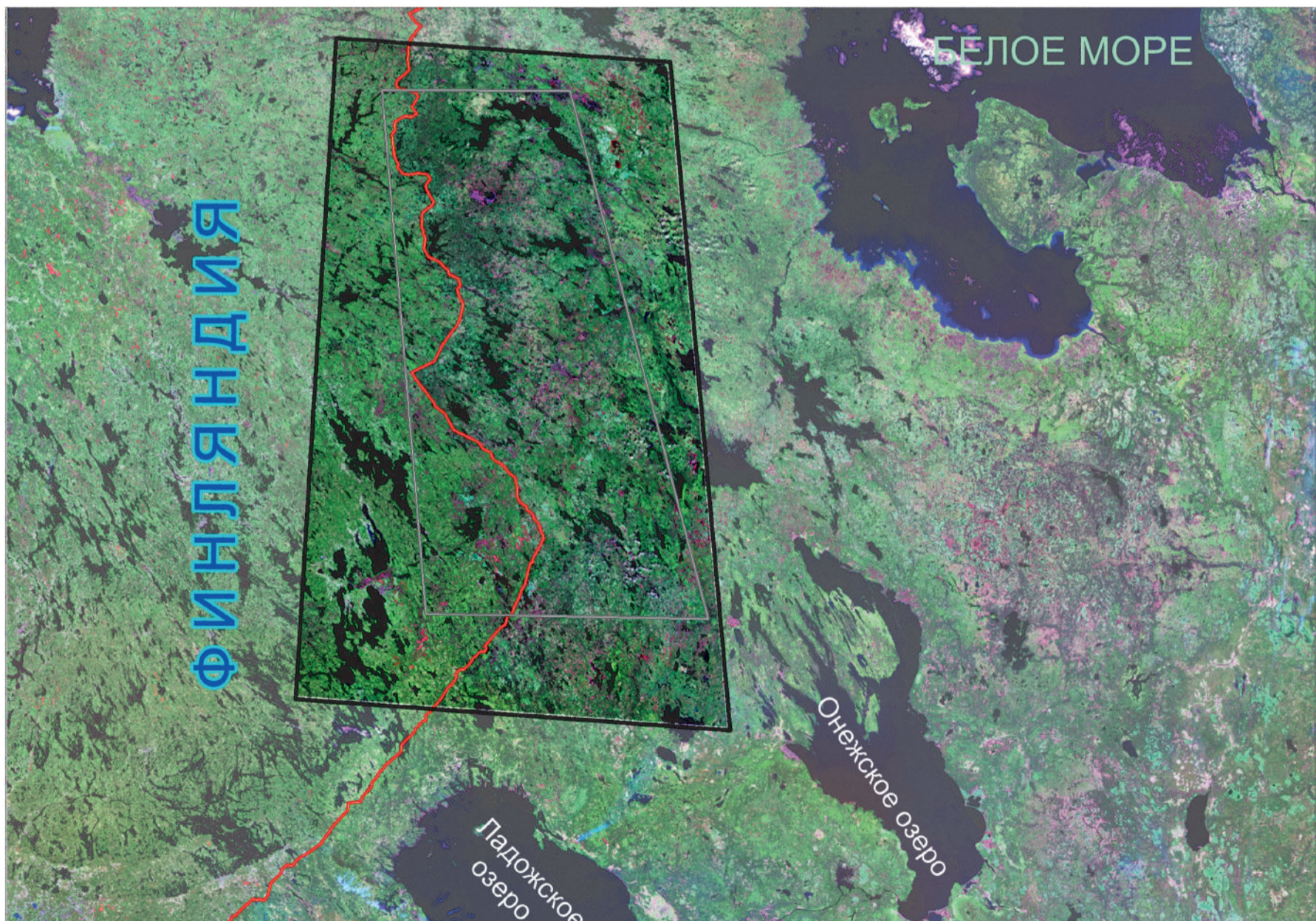
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

	Граница Финляндия – Республика Карелия
	Костомукшский рудный район
	Свекофенский комплекс
	Толейты, metabазальты, серпентиниты, граувакки, граниты, сиениты и т.д.
	Карельский комплекс
	Кварциты, слюдистые сланцы, строматолитовые доломиты, углеродосодержащие сланцы, базальты
	Рапакивиподобные граниты
	Лопийский комплекс
	Плагио-микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые граниты, гнейсограниты и мигматиты;
	Конгломераты, ритмично-слоистые слюдистые сланцы (турбидиты), магнетитовые кварциты;
	Биотитовые гнейсы;
	Толейтовые базальты, коматииты;
	Гранат-биотитовые мигматизированные гнейсы, тоналиты, гранодиориты, гнейсы
	Габбро-амфиболиты, габбро-долериты и долериты;
	Мигматизированные биотитовые двуслюдяные гнейсы;
	Пироксен-амфиболовые, дупироксеновые гнейсы;
	Гранат-полевошпат-двуслюдяные гнейсы;
	Гнейсо-гранодиориты, диориты;
	Плагио-гнейсограниты двуслюдяные участками с микроклиновым порфиробластером, гнейсодиориты
	Дайковые тела габбро-долеритов;
	Дайковые тела;
	Тектонические зоны;

 Месторождения и рудопроявления железных руд (магнетитовые кварциты)

1. Костомукшское м-ние
2. Кенто
3. Койвас
- 4-6. ВК - зоны
7. М-ние Корпанга
8. Северо-Костомукшское м-ние
9. Мутоярвинское
10. Шурловаарское
11. Петроярвинское
13. Южно-Костомукшское
14. Контокки
15. Лувозерское
16. Кимасозерское
17. Хедозеро-Большезерское
18. Волома
19. Тумба-река
- 20-21. Лексозерское
22. Межозерское м-ние
23. Мотко
24. Гимолы
25. Совдозеро
26. Колатсельга
27. Маньга
28. Suomussalmi
29. Kuhmo
- 30-31. Kiekinkoski
32. Tipas-jarvi
33. Tulos
34. Ilomantsi
35. Kesky-jarvi

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ



Имеющиеся к настоящему времени геологические материалы в совокупности с радиогеохронологическими данными позволяют в раннем докембрии Карельского кратона (и примыкающей с запада восточной части Финляндии) выделить три структурно-формационных комплекса: саамский (беломорский) (> 3500 млн лет?); лопийский (3500–2650 ± 100 млн лет); карельский (2500 ± 100–1600 ± 100 млн лет) [Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Геохронологические рубежи..., 1972; Гилярова, 1972; Хаин, 1973; Этапы тектонического..., 1973; Лазарев, 1977; Общие вопросы..., 1979; Стратиграфия..., 1984; Геология Карелии, 1987 и др.]. Для каждого из выделенных комплексов характерен специфический тектоно-магматический режим.

Под структурно-вещественным комплексом понимаются многоэтажные геологические тела, имеющие широкое распространение, со специфическим набором пород, отражающим эволюционный направленный процесс тектонического развития магматизма, седиментации и метаморфизма. Следует отметить, что расчленение лопийских образований в Карелии и тектоническое районирование приводятся как по структурному принципу, так и по набору геологических комплексов и зон металлогенической специализации. Так, исследователями [Вулканизм архейских..., 1981; Рыбаков, 1987; Geological..., 1993; Rapunen et al., 2009 и др.] в Карельском регионе выделяются до шести зеленокаменных поясов – Парандовско-Тикшезерский, Сумозеро-Кенозерский, Южно-Выгозерский, Ведлозеро-Сегозерский, Кухмо – Суомуссалми, Типасъярви, Тулос, возможно Кескиярви, которые являются полосовидными структурами, имеющими совместное близодновременное развитие. Палеотектоническое районирование основано преимущественно на геодинамической структурно-вещественной и металлогенической основе.

Многочисленные геолого-геофизические сейсмические исследования по глубинному строению признают широкое развитие процессов диапиризма в развитии планеты Земля, т. е. наличие термохимических плюмов, «являющихся важнейшим регулятором термохимической машины Земли» [Барышев, 1999; Добрецов и др., 2006; Богатиков и др., 2010 и др.].

Рожденный на границе ядро – мантия суперплюм в астеносфере в условиях снижения общей вязкости приводит к образованию системы более мелких плюмов, несущих огромную потенциальную энергию, вызывает активизацию астеносферы, а также тектонический подъем («вспучивание») литосферы и сопряженное прогибание краевых периферических частей мантийного диапиризма. Причем в обстановке растяжения на участках прогибания в подошвенных частях возникают продольные расколы – тектонические зоны, являющиеся трещинными каналами излияний вулканического материала и причиной формирования архейских зеленокаменных поясов.

На обширном участке центральной части над вторичным термохимическим плюмом изменение кривизны с уменьшением давления приводит к появлению в пределах коры субгоризонтальных трещин типа «отслаивания» для формирования в дальнейшем на поздних этапах архея силлов различного состава (от ультракислых риолитов до ультраосновных коматиитового состава).

В северо-западной части Костомукшского рудного района нами установлена уникальная мощнейшая структура – «канал излияния лавы» над вторичным диапиром [Добрецов и др., 2006], формирующая уникальный верхнеархейский Вокнаволоцкий блок, представленный гранулитовыми комплексами. В результате – подъем раннеархейской земной коры на 20 км [Глубинное строение..., 2001]. Подъем блока сопровождался формированием серий овальных и диагональных долгоживущих глубинных мантийных тектонических зон и связанных с ними зон опускания в краевых частях блока. Ширина тектонических зон вокруг блока до 10–15 км, они служат путями излияния полихронных лав и определяют богатую полигенную и полихронную седиментацию и вулканизм, а также металлогеническую специализацию района.

Характерно, что реликты зеленокаменных поясов, как и отдельных геологических структур, являются следами воздействия термохимического плюма на раннеархейские системы и сохранившиеся на современном эрозионном срезе, но сформировавшиеся в различных геодинамических режимах и соответственно с разной металлогенической специализацией. Кроме того, если для ряда структур характерно цепочечное «эшелонированное» расположение этих реликтовых структур, выделенных под термином «зеленокаменных поясов» протяженностью 250–300 км при ширине 10–20 км – Парандовско-Тикшезерский, Сумозеро-Кенозерский, Ведлозеро-Сегозерский, Тулос в Карелии, а также Кухмо – Суомуссалми, Типасъярви в Восточной Финляндии, то для второго типа структур Западно-Карельской зоны – Костомукшская и Иломанси Восточной Финляндии – характерно иное строение. Здесь отмечается сочетание неправильных амебообразных и звездообразных, серповидных структур, окаймляющих гранито-гнейсовые купола.

Третий тип геологических образований представляет собой обособленные мелкие структуры (Гимольская, Суккозерская (Межозерская) [Геология и металлогения..., 1981, с. 29–39, рис. 10], Воломская [с. 45–46, рис. 16], Тумбареченская [с. 40–41, рис. 13], Хедозеро-Большезерская [с. 24–29, рис. 26], Совдозерская [с. 41–45, рис. 14], Кимасозеро, Лувозеро и т. д.), сложенные преимущественно терригенно-осадочными флишевыми толщами в ассоциации с хемогенно-осадочными железистыми кварцитами. В строении этих структур отсутствуют коматиитовые (ультрабазитовые) комплексы и крайне редко отмечены метабазалты известково-щелочного ряда, имеющие внутриконтинентальное происхождение в раннем докембрии [Богатилов и др., 2010]. Для поздних этапов этих структур характерно развитие поздних силлов (2,707 млрд лет) андезитов и риодацитов, а также кварцевых песчаников и конгломератов на этапах кратонизации Карельского кратона – Хедозеро – Большозеро, Межозеро, Хизоваара в Карелии и Хейтапера – Кухмо (Кухмо).

И в то же время на основании анализа палеотектонических, структурно-вещественных и металлогенических особенностей [Металлогения..., 1999] четко устанавливаются границы гранит-зеленокаменной области в форме овала 500–350 км субмеридионального простирания, представляющего собой сводово-глыбовое поднятие, в центре которого расположена куполовидная структура также овальной формы [Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Металлогения..., 1999 и др.]. Эта крупная мегаструктура асимметрична по металлогеническим особенностям и структурно-вещественным признакам.

Лопийский структурно-формационный комплекс

К лопийскому структурно-формационному комплексу восточной части Фенноскандинавского щита Карельского региона верхнего архея включены вулканогенно-осадочные образования нюкозерской, контоксской, гимольской серий. На территории Финляндии – супракрустальные толщи зон Иломанси, Кухмо – Суомуссалми, Типасъярви (см. рис. 1.1).

Вопрос о положении лопийских образований в стратиграфической шкале докембрия Карелии рассматривался ранее в работах К.К. Хазанович (1948), М.А. Гиляровой (1948, 1974), К.О. Кратца (1963), В.И. Робонена, В.И. Коросова (1966), Л.Я. Харитонова (1966), В.М. Чернова и др. (1970), Ю.И. Лазарева (1971), В.Я. Горьковца и др. (1981, 1991, 2004) и др.

В противоположность высказываемой точке зрения о верхнеархейском возрасте пород гимольской серии – К.К. Хазанович (1948), М.А. Гилярова (1948, 1972), Л.Я. Харитонов (1966) – в Институте геологии Карельского филиала АН СССР К.О. Кратцем (1963), В.М. Черновым [Чернов, Стенарь, 1960, 1961; Чернов, 1964; Чернов и др., 1970] железорудные толщи, ранее объединенные в гимольскую серию, рассматривались как нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные отложения, которые совместно с ятулийскими образованиями представляли собой единый Карельский ряд геосинклинальных формаций протерозоя. В ходе детальных исследований были внесены существенные изменения и дополнения в объем и стратиграфию лопийских образований юго-восточной части ФЦ [Горьковец и др., 1981, 1991 и др.].

Железорудные отложения выделены в виде трех генетических типов железных руд:

1. Вулканогенно-осадочная риодацитовая железисто-реликтивная.
2. Терригенно-хемогенно-осадочная (флишевая).
3. Метаморфогенная гидротермально-метасоматическая богатых руд.

Возрастное положение вышеперечисленных комплексов определяется тем, что они прорываются гранитами с радиологическим возрастом 2650 млн лет [Бибикова и др., 1977], принятым за верхнюю границу лопия, и риодацитовым силлом 2707 млн лет [Лобач-Жученко, Чекулаев, 2007]. Граница нижней части разреза лопия достоверно не установлена и условно принимается в > 3000 млн лет [Геология Карелии, 1987].

Осадочно-вулканогенные образования лопийского структурно-вещественного комплекса приурочены к локальным участкам, в современном эрозионном срезе сохранившимся в виде узких сжатых линейных и петельчатых структур в пределах гранит-зеленокаменной области восточной части Фенноскандинавского щита.

Железисто-кремнистые образования (железистые кварциты и магнетитовые сланцы) в ассоциации с вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными комплексами лопия присутствуют в многочисленных локальных лопийских структурах (рис. 1.2). Однако объем и качество этих железисто-кремнистых образований, превращенных метаморфизмом в железные руды, в различных

структурах несопоставим, определяется формационным составом и геотектоническим положением данных формаций.

Изучение строения земной коры восточной части Фенноскандинавского щита геофизическими методами [Литвиненко, 1963; Цирюльникова, Сокол, 1968; Шустова и др., 1973; Строение континентальной земной..., 1974; Дедеев, Шустова, 1976; Земная кора..., 1978; Земная кора Карелии, 1982; Строение..., 1983; Геология Карелии, 1987; Гришин, 1990 и др.], подтвержденное геологическими исследованиями, показало, что наиболее крупными структурно-тектоническими элементами в Карельском регионе, охватившими земную кору на всю ее мощность, характеризующимися специфическими чертами внутреннего строения и историей развития, являются Беломорский, Карельский и Ладожский геоблоки. Анализ последовательности магматических и структурно-геологических процессов показал, что структура Карельского геоблока сформировалась в основном в позднеархейский период, стабилизировавшийся 2,7 млрд лет. Железисто-кремнистые формации приурочены исключительно к Западно- и Центрально-Карельскому блоку, в пределах которого выделен ряд структурно-формационных зон – Западно-Карельская, Северо-Карельская, Восточно-Карельская [Кратц, 1963]. Но лишь в пределах Западно-Карельской и Центрально-Карельской зон располагаются все позднеархейские железорудные участки Карелии – Костомукшский, Хедозеро-Большезерский, Кимасозерский, Лувозерский, Тумбареченский, Воломский, Гимольский, Совдозерский, оз. Мотко, к которым приурочены железорудные месторождения с промышленными запасами железных руд – Костомукшское и Корпангское, и ряд более мелких месторождений – Межозерское, Гимольское, Таловейс, Рувинваара и ряд других (см. рис. 1.2), а также протерозойские железорудные районы – Туломозерский, Суоярвский.

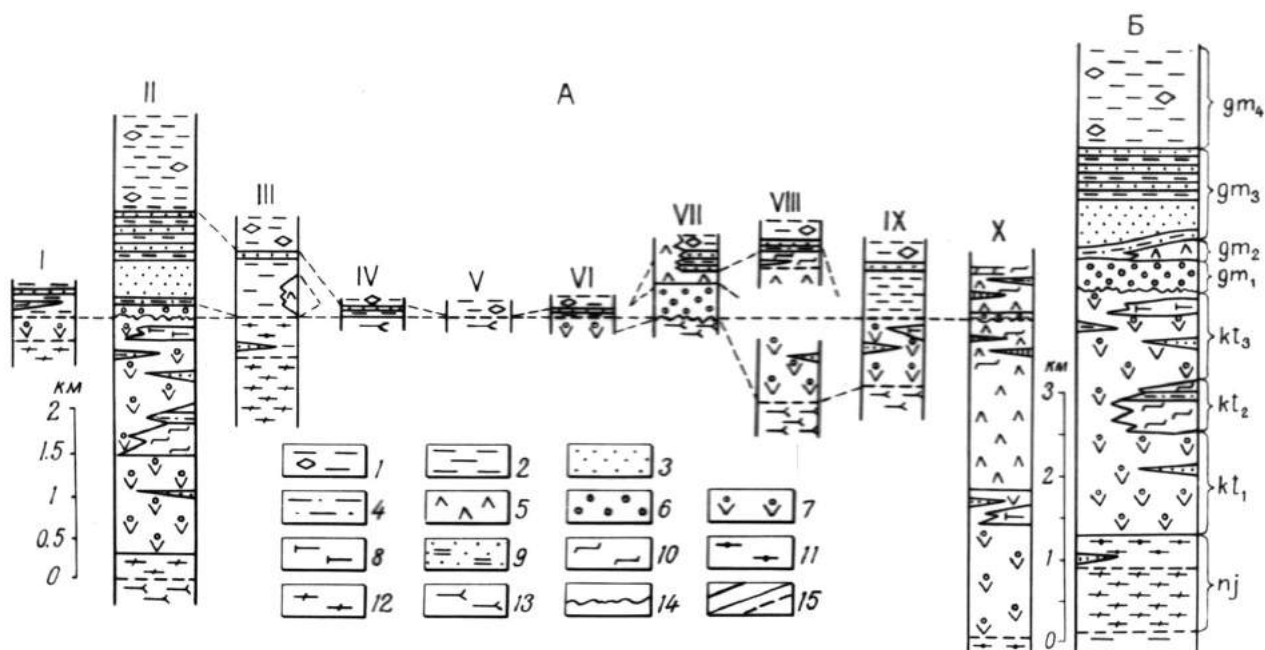


Рис. 1.2. Корреляция стратиграфических разрезов железорудных участков Костомукшского рудного района:

Районы и структуры: I – Магнетитовая Варака; II – Костомукшский; III – Хедозеро-Большезерский; IV – Тумбареченский; V – Воломский; VI – оз. Мотко; VII – Суккозерская; VIII – Гимольская; IX – Совдозерская; X – Хаутаваара-Койкарский. Gm – гимольская серия; gm₄ – сурлампинская свита; gm₃ – костомукшская свита; gm₂ – межозерская свита; gm₁ – суккозерская свита; контокская серия: kt₃ – рувинваарская свита; kt₂ – шурловаарская свита; kt₁ – ниemiaрвинская свита; nj – нюкозерская серия (гнейсовая толща)

1–2 ритмичнослоистые кварц-биотитовые и полевошпат-биотит-кварцевые сланцы и гнейсо-сланцы: 1 – с псевдоморфозами по высокоглиноземистым минералам, 2 – с гранатом; 3 – магнетитовые кварциты; 4 – углеродсодержащие сланцы; 5 – метаандезиты; 6 – конгломераты; 7 – метабазальты; 8 – коматииты; 9 – магнетитовые сланцы и кварциты; 10 – риодациты; 11 – гнейсы; 12 – то же, мигматизированные; 13 – плагио-гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты; 14 – кора химического выветривания; 15 – контакты пород

Верхи разреза гимольской серии позднего архея Костомукшского рудного района на Хедозеро-Большезерском, Гимольском (месторождение Межозерское (Суккозеро) участках, а также участках Арола и Хиитапера (Кухмо, Финляндия) представлены пластами до 150 м мощностью зрелых кварце-

вых метапесчаников, гравелитов, конгломератов, слоистых кварцитов и с текстурой косослоистых сланцев (Хиитапера, Финляндия).

Кристаллические докембрийские образования Карелии объединяют разнообразные комплексы – от древнейших нижнеархейских с возрастом древнее 3,5 млрд лет до верхнепротерозойских.

Геологическое строение восточной части Фенноскандинавского щита (территория Карелии) обладает значительным сходством с территорией Финляндии и Кольского полуострова, в отличие от других частей щита – Швеции, Норвегии и Центральной Финляндии.

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

Одними из главнейших, базисных факторов являются геодинамические процессы в толще Земли и их проявление в характере тектонических движений земной коры, минеральный и химический состав кристаллических комплексов, особенности выветривания разнообразных горных пород.

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

Изучаемая территория и методы исследования

Район исследований представляет собой площадь вдоль Государственной границы Финляндии и Республики Карелия протяженностью 500 км при ширине 250 км (рис. 1.3). Степень ее геологической изученности различна. Наряду с детально исследованными структурами (Костомукшская, Гимольская, Хедозеро-Большезерская, Кухмо – Суомуссалми, Типасъярви, Иломанси), по которым имеется обширная специальная литература, есть участки, для которых составлены мелкокомасштабные геологические карты и существуют довольно общие сведения об особенностях их геологического строения.

Следует отметить, что ранее практически не были непосредственно прослежены геологические контакты между породными комплексами на участках, где они пересекаются Государственной границей. Для составления единой карты-схемы и геологических представлений наряду с учетом опубликованных сведений были выполнены маршруты с целью уточнения площадей распространения различных типов кристаллических горных пород, а также проведены более детальные геологические исследования с составлением детальных карт-схем для отдельных реперных участков приграничных территорий.

В рамках выполнения совместного проекта отделения Министерства окружающей среды Финляндии и Института геологии Карельского научного центра РАН геологические исследования в приграничной полосе территории Финляндии и Республики Карелия осуществлялись научными сотрудниками Института геологии Карельского научного центра РАН доктором геолого-минералогических наук В.Я. Горьковцом и кандидатом геолого-минералогических наук М.Б. Раевской.

Особенности геологического строения

В кристаллических породах, развитых на исследуемой территории, отражены сложная геологическая история, характер и последовательность событий.

Территория Костомукшского рудного района занимает восточную часть Карельского кратона, охватывая западную и центральную части Республики Карелия и восточную часть Финляндии (см. рис. 1.3). Эта площадь представляет собой подверженную интенсивному выветриванию возвышенность Маанселькя, переходящую на юго-востоке в Западно-Карельскую возвышенность и являющуюся водоразделом Белого моря и Ботнического залива.

Исследуемая приграничная зона в виде широкой полосы северо-северо-западного простира-
ния, протягивающаяся более чем на 500 км в геологическом отношении, приурочена к Центрально- и
Западно-Карельской, а также Восточно-Финляндской структурно-формационным зонам, отличается
от других зон Карелии и Финляндии своеобразием геолого-тектонического развития и металлогени-
ческой специализацией. В геологическом строении площади Костомукшского рудного района при-
нимают участие преимущественно древнейшие архейские геологические комплексы и в значительно
меньшей степени протерозойские толщи, перекрытые плащом четвертичных отложений. Кристалли-
ческие образования раннедокембрийских комплексов этой территории относятся к трем структурным
этажам: гранито-гнейсовый и гнейсо-гранитоидный комплекс раннего архея; супракрустальные кри-
сталлические образования и гранитоидные комплексы позднего архея; супракрустальные и инфра-
крустальные толщи раннего протерозоя.

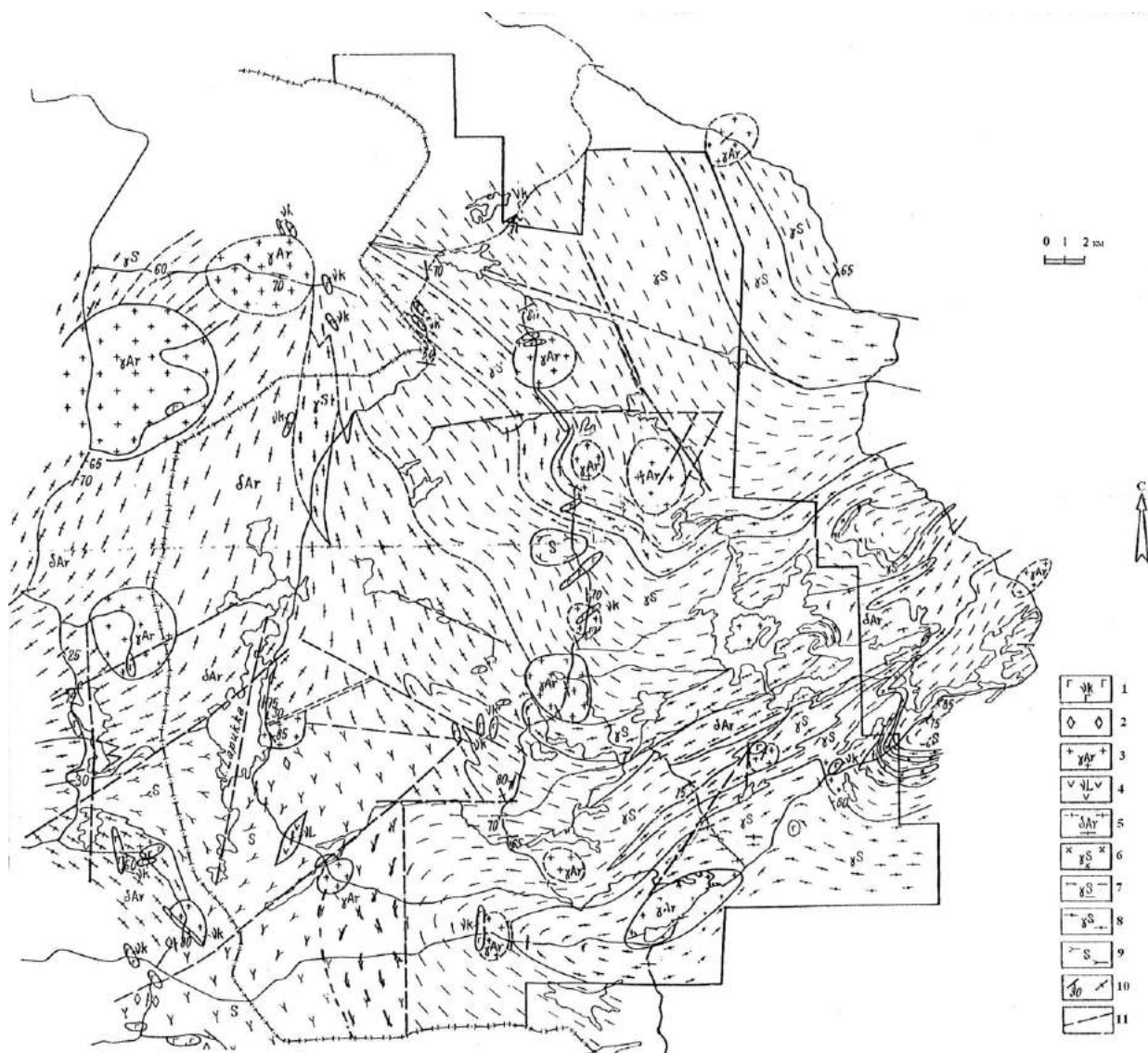


Рис. 1.3. Геологическая карта-схема Вокнаволокского блока:

- 1 – долериты; 2 – микроклиновый порфиробластез; 3 – плагιο-микроклиновые граниты; 4 – ортоамфиболиты; 5 – гнейсо-граниты; 6 – мигматизированные гранат-биотитовые гнейсы; 7 – биотитовые гнейсы мигматизированные; 8 – эндербиты; 9 – гнейсо-гранодиориты; 10 – элементы гнейсовидности; 11 – разломные зоны

Гранито-гнейсовый и гнейсовый комплекс (гранулитовый комплекс) раннего архея, относимый к саамии, является наиболее древним и наиболее глубинным [Кратц, 1963; Геология Карелии, 1987; Mutanen, Nuhma, 2003]. Абсолютный возраст его 3,5 млрд лет. Этот комплекс, глубоко преобразован-

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

ный процессами гранитообразования и мигматизации, и представляет собой фундамент, на котором залегают осадочно-вулканогенные образования позднего архея (лопия).

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

Вокнаволоцкий (Войницкий) блок площадью около 5,6 тыс. км² (90 x 65 км), расположенный в северо-западной части Карельского кратона, имеет почти овальную форму и несколько вытянут в северо-восточном направлении (см. рис. 1.3).

В пределах Вокнаволоцкого блока широко развиты древнейшие архейские интенсивно переработанные супракрустальные комплексы с реликтами гранулитовой фации метаморфизма: слюдястые гнейсы биотитовые, гранат-мусковит-биотитовые амфибол-биотитовые, гранат-силлиманит-двуслюдяные гнейсы; амфибол- и пироксенсодержащие, двупироксеновые амфиболиты и гнейсы, эндербиты. Значительная часть территории блока сложена инфракрустальными комплексами – гнейсогранодиоритами, плагиогнейсогранитами, тоналитогнейсами, плагиомикроклиновыми, микроклиновыми, амфибол- и гиперстенсодержащими гранитами-чарнокитами [Лазарев, 1971; Свириденко, 1974; Gorkovets et al., 2000; Gorkovets, Rayevskaya, 2002, 2003]. Порода в течение своей геологической истории претерпели неоднократную перекристаллизацию при высоких температурах и давлении (метаморфизованы в гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях), мигматизированы гранитами. Все вышеперечисленные породы наблюдаются в виде различного размера останцов, реликтов в полях мигматитов, гранитов и гранитогнейсов. Первичная природа гнейсов, последовательность их формирования в связи с потерей первоначальных генетических признаков не всегда поддаются расшифровке. Широким развитием среди кристаллических образований этого уровня пользуются гнейсо-гранодиориты, слагающие краевые зоны древнейшего Вокнаволоцкого блока. В структуре блока отмечаются многочисленные интрузивные тела долеритов, габбро-долеритов, клинопироксенитов, ориентированные в субмеридиональном, северо-восточном (СВ 40–50°), северо-западном (СЗ 300–310°) направлениях.

В пределах Вокнаволоцкого блока полностью отсутствуют рудные формации и не выявлены типичные верхнеархейские (лопийские) и протерозойские (карельские) вулканогенно-осадочные и осадочные образования.

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

С востока блок оконтуривает Костомукшская геологическая структура – Костомукшское рудное поле 25 x 20 км. С юга блок окружен юго-восточным ответвлением пояса Кухмо – Суомуссалми и юго-западным продолжением Костомукшской структуры, которые в районе оз. Каменного (оз. Киитехенъярви) соединяются полосой интенсивно переработанных и будинированных долеритовых, габбродолеритовых коматиитовых даек. Эти дайки представляют собой реликты подводящих вулканических овальных и трещинных каналов, служащих путями подъема магмы для формирования лопийских базальтовых и коматиитовых лав зеленокаменных поясов. По унаследованным долгоживущим овальным и диагональным разломным зонам произошло также внедрение поздних протерозойских интрузивных комплексов долеритов, габбро-долеритов, лампроитов и кимберлитов. Дайковый комплекс (сотни даек) преимущественно основного состава субширотного простирания прослежен на расстоянии около 15 км при мощности этой зоны до 15 км.

С севера и запада Вокнаволоцкий блок ограничен реликтами мелких структур, являющихся продолжением Костомукшской структуры с востока и зеленокаменных поясов Кухмо – Суомуссалми с запада, представленными лопийскими базальтами и коматиитами.

Наличие в центральной части Вокнаволоцкого блока протяженных овально-вытянутых в северо-восточном направлении гравиметрической [Bouguer anomaly map..., 2002] и магнитной [Magnetic anomaly map..., 2001] аномалий обусловлено эволюцией формирования данного участка земной коры. Интенсивная гравиметрическая аномалия отражает наличие здесь подъема верхней кромки «нижней коры» на 15–20 км, что подтверждается на сейсмическом разрезе МОГТ сейсмического профиля 4В [Глубинное строение..., 2001]. В этом блоке на глубинах до 15 км располагаются плотные породы, соответству-

ющие плотности эндербита ($2,79 \text{ г/см}^3$). Граница блока практически вертикальная до глубины 20 км, что зафиксировано наличием зон разломов и зон милонитизации на контакте пород Вокнаволоцкого блока и Карельского кратона, четко установленных на геофизическом профиле 4В. Присутствие магнитных аномалий, соответствующих контурам гравиметрических аномалий, обусловлено развитием диафторитов по двупироксеновым амфиболсодержащим гнейсам (ассоциация гранулитовой фации). В процессе диафтореза из пироксенов (гиперстена-феррогиперстена, салит-авгита) высвобождается железо, которое кристаллизуется в виде магнетита до 0,5 % в породе, что обуславливает высокую магнитную восприимчивость диафторированных гнейсов и мигматитов Вокнаволоцкого комплекса.

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

Каждая из этих структур возникла в строго определенных геодинамических условиях, имеет характерный структурный рисунок, формационный вещественный состав и соответственно металлогеническую специализацию.

Позднеархейские супракрустальные кристаллические образования в Костомукшском железорудном районе представлены лопийским комплексом метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород возрастом древнее 2,7 млрд лет (рис. 1.4). Структурный план Костомукшского железорудного района определяется сочетанием овальных, изометричных или овально-вытянутых купольно-блоковых структур положительного знака, сложенных плагиогранито-гнейсами и разнообразными мигматитами, которые облекаются лопийскими супракрустальными вулканогенно-осадочными толщами. Лопийские толщи образуют сложную систему различно ориентированных, часто сопряженных синклинальных структур, симметричных или резко асимметричных, довольно часто с сорванным одним крылом. Наиболее полный разрез пород выявлен в Костомукшском рудном поле, представляющем собой асимметричную синклинальную структуру субмеридионального простирания протяженностью более 25 км при ширине 4,5–7 км. Западное крыло Костомукшской синклинали сложено моноклинально падающими на восток осадочно-вулканогенными образованиями контоксской серии. Простирание их СВ $10\text{--}20^\circ$ с углами падения (60°) в западной части. На Костомукшском месторождении породы гимольской серии смяты в резко асимметричную по мощности крыльев синклинальную складку. Осевая плоскость складки в северной части месторождения имеет простирание СВ $10\text{--}15^\circ$, а в центральной части резко меняет свое направление на широтное. Падение пластов слюдястых сланцев и железистых кварцитов в северной части месторождения восточное и юго-восточное, крутое ($80\text{--}85^\circ$), выполаживающееся на глубине 2–2,5 км.

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

Общая стратиграфическая последовательность пород позднеархейских лопийских образований Костомукшского рудного района с возрастом 2,9–2,7 млрд лет представляется в следующем виде (снизу вверх): нюкозерская, контокская, гимольская серии [Горьковец и др., 1981].

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

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

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

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

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

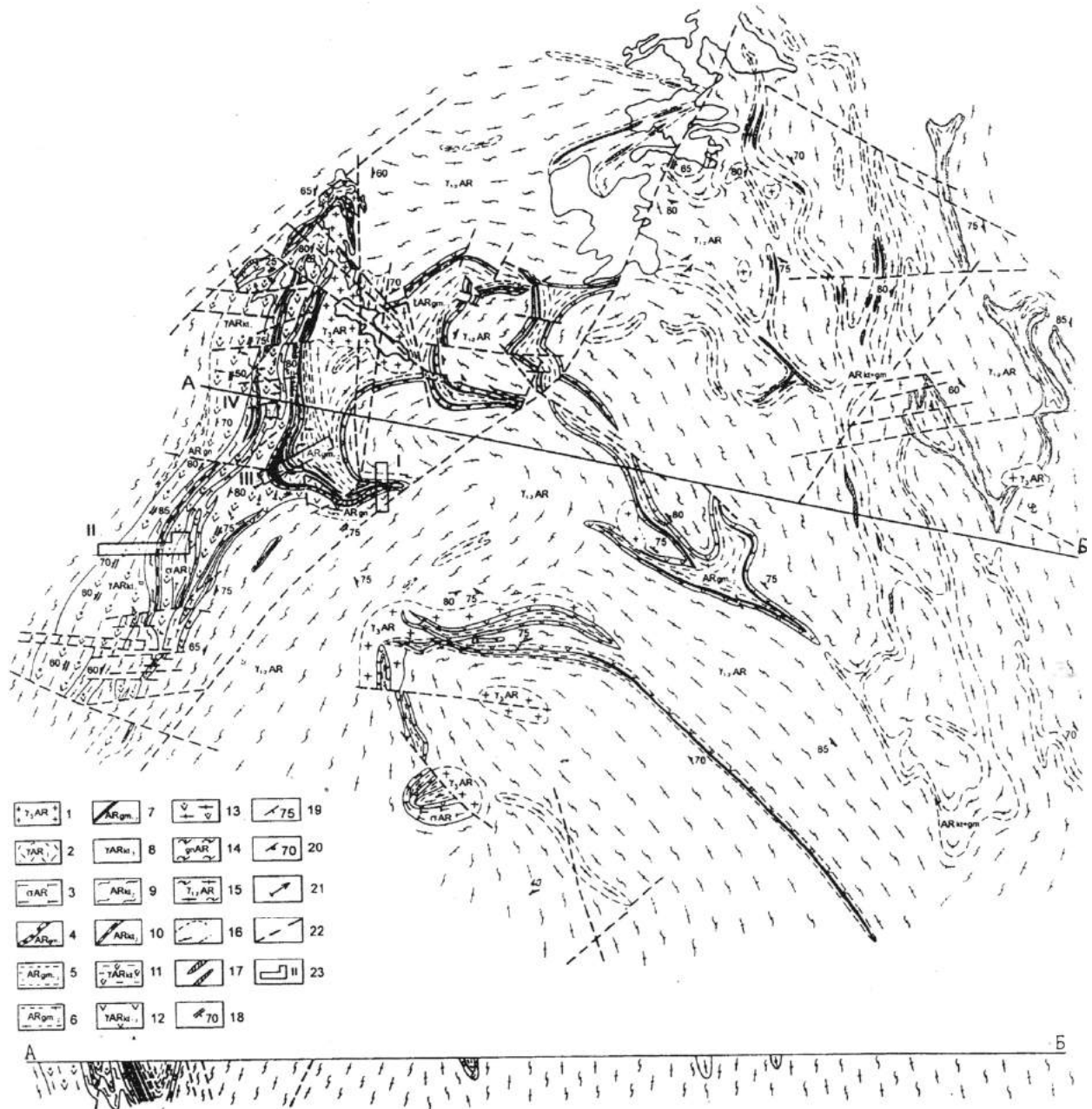


Рис. 1.4. Карта-схема геологического строения Костомукшского железорудного поля:

1 – микроклиновые граниты; 2 – геллефлинты; 3 – коматииты; 4 – полимиктовые конгломераты; 5 – кварц-биотитовые сланцы; 6 – мигматиты плагиомикроклиновых гранитов. Контокская серия: 7 – магнетитовые кварциты; 8 – метабазальты; 9 – туфы риодацитов; 10 – магнетитовые сланцы и кварциты; 11 – метабазальты; 12 – нерасчлененные вулканиты контокской серии; 13 – мигматиты; 14 – биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные гнейсы; 15 – плагиогнейсограниты; 16 – супракрустальные образования лопия нерасчлененные; 17 – магнитные аномалии; 18–20 – элементы залегания пород; 21 – направление кровли пластов; 22 – тектонические нарушения; 23 – участки стратотипических разрезов: I – нюкозерской толщи, II – контокской серии, III–IV – гимольской серии

Зеленокаменный пояс Кухмо – Суомуссалми и продолжающийся от него на юг пояс Типасъярви ограничивают с запада территорию наших исследований. Вышеперечисленные позднеархейские зеленокаменные пояса похожи на Костомукшскую структуру, но отличаются структурным планом (рисунком структур), частично составом слагающих их пород и металлогенической специализацией (см. рис. 1.1).

Зеленокаменные пояса Кухмо – Суомуссалми и Типасъярви представляют собой узкие линейно-вытянутые, зеленокаменные структуры субмеридионального простираения. Эти пояса с возрастом пород 2,95–2,68 млрд лет прослежены более чем на 200 км при варьирующей ширине этих геологических структур от 2 до 12 км [Luukkonen, 1991; Taipale et al., 1993].

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

Стратифицированный разрез пород зеленокаменных поясов Кухмо – Суомуссалми и Типасъярви в значительной степени характеризуется широким развитием в его составе вулканитов от ультраосновного до среднего и кислого составов, а также с учетом влияния выветриваемого Вокнаволоцкого блока с незначительным развитием терригенных пород (метатурбидитов) и хемогенных железисто-кремнистых осадков (магнетитовых кварцитов) в верхах разрезов этих структур. Причем от участка к участку состав и объем вулканитов и количество метаморфизованных терригенных осадков в составе зеленокаменных поясов меняются.

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

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

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

В районе оз. Тулос, прослеженном далее на северо-запад и запад, в приграничной полосе Восточной Финляндии расположена геологическая структура, известная в литературе как Тулосский блок. Данный район на территории Республики Карелия постоянно привлекал внимание исследователей развитием здесь древнейшего архейского комплекса пород, для которого характерна гранулитовая фация метаморфизма. В результате исследований сформировались различные точки зрения на возраст геологических комплексов в целом и его отдельных подразделений, генезис слагающих комплекс пород, время и масштаб проявления гранулитового метаморфизма.

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

Рассматриваемая структура прослеживается в СЗ направлении на 75 км при ширине до 40 км и представляет собой тектоническую структуру. Здесь проявлен высокобарический метаморфизм пород в условиях гранулитовой фации ($T = 700\text{--}750\text{ }^{\circ}\text{C}$, давление 8–10 кбар) [Свириденко, 1974]. В пределах Тулосской структуры также развит супракрустальный позднеархейский лопийский комплекс, сложенный слюдистыми высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами и в меньшей степени амфиболовыми сланцами и гнейсами по базальтам и коматитам. Супракрустальные породы прорываются разнообразными гранитами, чарнокитами (пироксеновыми гранитами), комплексом интрузий дифференцированных кварцевых диоритов (санукитоидов) и сиенитов. Значительная часть территории сложена гнейсо-гранитами и мигматитами. Причем кварцевые диориты (санукитоиды) занимают обширные площади на российской и финляндской территории от участка Саари-Киекки вдоль пригранич-

ной полосы исследуемой территории. Все супракрустальные и инфракрустальные комплексы района секутся дайками основного состава (габбро-долериты), жилами пегматитов и сопровождаются проявлением калиевого метасоматоза. Интенсивные северо-западные тектонические движения наложены на супракрустальные комплексы, а также проявлены в архейских тоналитах с формированием в них своеобразной линейной тонко- и микрополосчатой текстуры.

Геологические образования третьего структурного яруса (возраст менее 2,45 млрд лет) на территории приграничной полосы представлены нижнепротерозойским карельским комплексом стратифицированных сариолийских образований структур Саари-Киекки, Лубосалмской, Мотко, свекофенскими образованиями Приладожья с многочисленными дайковыми образованиями основного, ультраосновного-щелочного, ультраосновного состава, а также селецкими гранитами и батолитами рапакивиподобных гранитов участка Кониваара – Мойсиоваара с возрастом 2,43 млрд лет. Сариолийские образования вышеперечисленных геологических структур в геологической литературе рассматриваются как тектонические депрессии, сдвиговые грабены или структуры «pull-apart» [Иогансон, 2005]. Раннепротерозойская (2,45 млрд лет) структура Саари-Киекки, находящаяся в Восточной Финляндии, протяженность которой 21 км при ширине 3–4 км, имеет СЗ 310° простирание и прослежена на территории Республики Карелия. Породы этой структуры сопоставляются с сариолийскими образованиями как Финляндии, так и Республики Карелия. Вулканогенно-осадочные образования Саари-Киекки с несогласием залегают на позднеархейском гранитоидном фундаменте – плагио-микроклиновых гранитах, гнейсо-гранитах, мигматитах, гнейсо-гранодиоритах, тоналитах. В составе комплекса, достигающего 1500 м мощности, выделяются вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные терригенные образования. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования представлены коматиитовыми и высокомагнезиальными базальтами, андезибазальтами и андезитами, слюдястыми туфами и туффитами основного (базальтового) составов. Терригенные (осадочные) толщи представлены в основном грубыми слоистыми образованиями – конгломерато-брекчиями, аркозовыми и полимиктовыми конгломератами, аркозовыми песчаниками. В составе галек конгломератов резко преобладают гранитоидные породы фундамента.

Тектонические структуры (грабенсинклинали) Лубосалмская и Мотко [Кратц, 1963], несогласно залегающие на гнейсо-гранитах, гнейсо-гранодиоритах, тоналитах и гранитах фундамента архея, представляют собой пологоскладчатые мульды и оконтурены краевыми продольными разломами СЗ 310° простирания. По этим разломам развиты дайковые тела габбро-долеритов. В строении Лубосалмской синклинали принимают участие, наряду с сариолийскими, также ятулийские грубые терригенные образования. Сариолийские образования этих структур представлены крупногалечными, валунными гранитными конгломератами и конгломератобрекчиями, состав которых отвечает подстилающим гранитоидам, а также грубозернистыми аркозовыми и крупнозернистыми песчаниками.

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

В пределах территории приграничной полосы широким распространением пользуются разрывные нарушения, которые формируются при интенсивных деформациях и напряжениях. Возраст разрывных нарушений разный – от древних архейских до современных неотектонических подвижек. Как правило, это долгоживущие тектонические разломы, постоянно подновляющиеся во времени. Чаще направление разновозрастных тектонических разрывных нарушений на данной территории северо-восточное, СВ 10–20°, СВ 60°, северо-западное СЗ 310° и субширотное. Большинство разрывных нарушений представлено глубинными разломами, которые трассируются телами интрузивных пород различного состава.

1.3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОЗДНЕАРХЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

Одной из фундаментальных проблем в докембрии является проблема происхождения ТТГ ассоциации, или проблема серых гнейсов. В приложении к настоящему исследованию сложность ее заключается в том, что широко развитые в архее Карелии и ФШ в целом породы ТТГ состава изучались преимущественно с позиции их вещественного состава и изотопного возраста [Лазарев, Кожевников,

1973; Лобач-Жученко и др., 1974; Лобач-Жученко, Чекулаев, 2007 и др.]. Учитывая, что породы древнейшего фундамента, сложенные гранулитовым комплексом, испытывали диафторез и многократную тектоно-магматическую активизацию, вполне понятна трудность получения изотопных датировок их первичного происхождения.

Территория Западной Карелии, где породы гранитизированного лопийского вулканогенно-осадочного чехла являются преобладающими, а породы комплекса древнейшего фундамента занимают значительные площади (п. Вокнаволоок, оз. Тулос), – это благоприятная территория для выявления их соотношения

Породы древнейшего фундамента среди позднеархейской ГЗО наблюдаются в виде различных по размеру блоков (Вокнаволоокский, Тулосский, Водлозерский, Выгозерский, Ондозерский в Карелии и в районе Пудасъярви, Варпасъярви в Финляндии). По своим физическим свойствам они сопоставимы с породами диоритового слоя земной коры [Свириденко, 1980] и в гравитационном поле выделяются устойчивыми слаболожительными аномалиями. Положительный характер гравитационного поля здесь определяется тем, что реликтовые породы среди пород, претерпевших наложенный диафторез и гранитизацию, представлены двупироксеновыми кристаллическими сланцами и диорито-гнейсами. Последние являются преобладающими. На территории Финляндии в гранулитовом поясе Пудасъярви был получен раннеархейский изотопный возраст более 3,5 млрд лет [Mutanen, Huhma, 2003]. Нельзя не отметить, что здесь также установлены изотопные датировки позднеархейского возраста, широко известные среди рассматриваемого комплекса на территории Карелии [Ранний докембрий..., 2005] и подтверждающие широкое проявление процессов диафтореза и тектоно-магматической активизации.

Сущность наложенных процессов рассматривалась ранее [Свириденко, 1974, 1980]. Их интенсивность, проявляющаяся не только в архее, но и в протерозое, не позволяет выявить их первичные геологические формы и провести стратификацию.

При такой ситуации совершенно очевидно, что древнейшие геологические образования в силу того, что они подвержены более поздним наложенным процессам, требуют более пристального внимания и разностороннего исследования.

Раннеархейские образования Вокнаволоокского и Тулосского блоков, претерпевшие гранулитовый метаморфизм, диафторез, гранитизацию, не сохранили признаков первичных геологических форм своего происхождения. Главные типы метаморфических пород – амфиболиты и амфиболовые разновидности гнейсов (богатые кальцием породы), а также биотитовые и гиперстен-биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы. Реже встречаются гранат-биотитовые и гранат-амфиболовые гнейсы. В районе оз. Тулос они образуют ряд купольных структур, которые по всей вероятности соединяются на глубине и представляют собой участки древнейшего фундамента, образующего блок, лишь частично вскрытый эрозией. Вокнаволоокский блок, прослеживающийся на территории Финляндии, позволяет составить более полное представление как о сущности исходных пород, так и о характере процессов, их преобразующих.

В настоящей работе с использованием микрозондового анализа освещаются подробности вещественного преобразования пород при наложенных процессах. Они выражаются не только в наличии многоминеральных неравновесных ассоциаций, но и в присутствии нескольких генераций одноименного минерала.

1.3.1. Вокнаволоокский блок

Одним из критериев выделения блока является структурное и вещественное несоответствие с окружающими лопийскими метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями Карельского кратона на гравитационной и аэромагнитной картах. Широкое проявление процессов перекристаллизации первичных метаморфических пород во время более поздних наложенных геологических процессов послужило причиной непостоянства плотности этих пород.

На карте тренда плотности пород Вокнаволоокского блока (рис. 1.5) можно видеть, что общий фон плотности составляет 2,65–2,70 г/см³. При этом локальные максимумы составляют 2,84 г/см³, т. е. соответствуют средней плотности двупироксеновых кристаллических сланцев [Свириденко, 1980], а локальные минимумы соответствуют плотности пород гранитоидного состава. Учитывая, что карта тренда плотности отражает статистику распределения плотности пород Вокнаволоокского блока на площади, крайняя изограда 2,65 г/см³, окаймляющая рисунок, отражает интенсивную гранитизацию пород

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

приконтактной зоны Вокнаволоцкого блока, делающую ее сопоставимой с гранитизированными породами лопия. В восточной его части преобладают породы основного и среднего состава, а в западной – среднего состава. Высокие дисперсии плотностей обеспечиваются неравномерным распределением породообразующих минералов в метаморфических породах Вокнаволоцкого блока, (рис. 1.6), претерпевших гранулитовый метаморфизм, диафорез и гранитизацию. С подъемом блоков фундамента происходят разуплотнение и перекристаллизация пород.

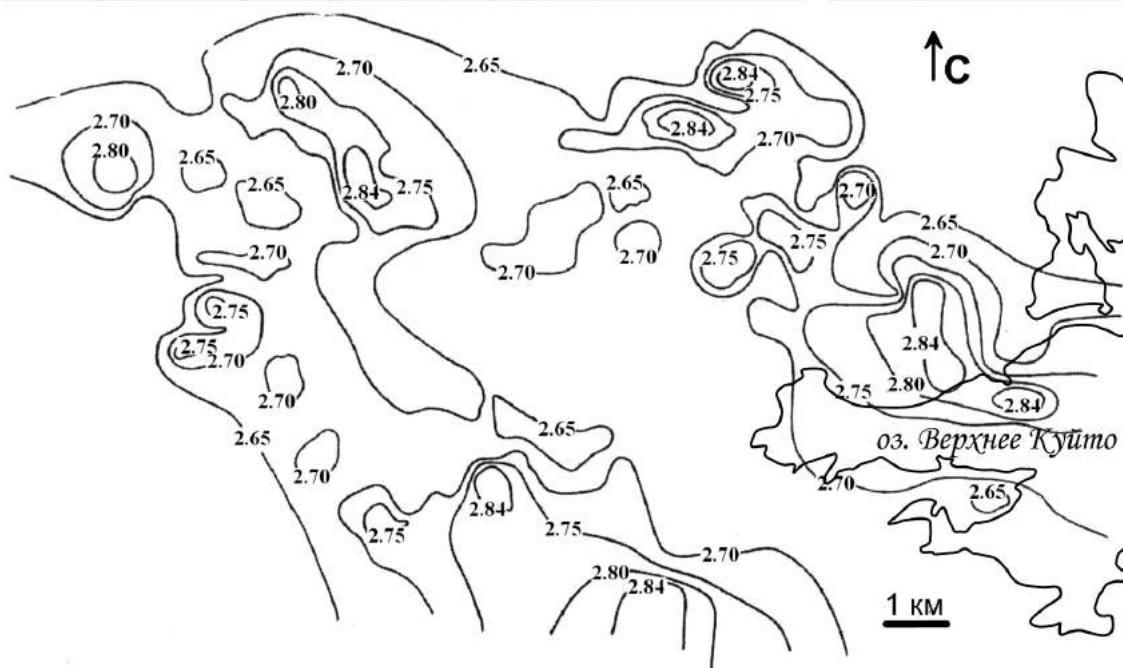


Рис. 1.5. Тренд плотности пород Вокнаволоцкого блока

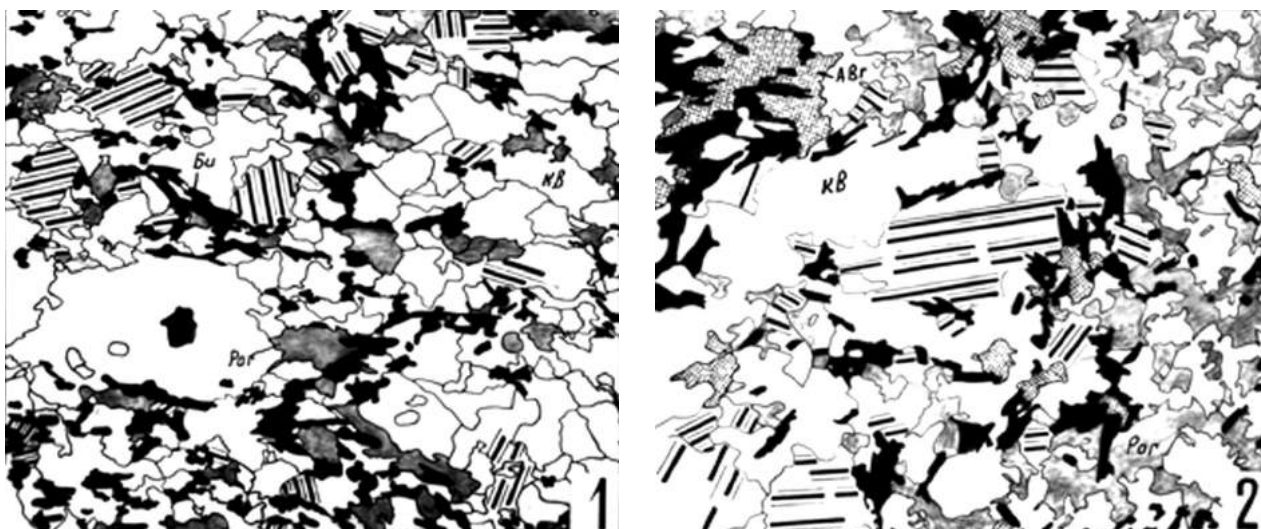


Рис. 1.6. Характер изменения структур при перекристаллизации гнейсов

Петрография метаморфических пород Вокнаволоцкого блока отличается многоминеральностью ассоциаций. Ранние парагенезисы гранулитовой фации обычно сохраняются лишь как реликтовые.

Естественные ассоциации амфиболовых разновидностей кристаллических сланцев и гнейсов подразделяются на пироксеносодержащие и беспироксеновые. Главное различие между ними, кроме содержания пироксена, заключается в отсутствии граната среди пироксеносодержащих ассоциаций. Ассоциации, в состав которых входит пироксен, в свою очередь, подразделяются на бескварцевые и кварцсодержащие.

Бескварцевые пироксенсодержащие амфиболовые кристаллические сланцы – это наименее измененные наложенными процессами ассоциации гранулитовой фации метаморфизма: Авг + Гип + Пл + Рог + Мм; Авг + Пл + Рог + Мм.

Гиперстен встречается редко в виде реликтовых зерен. Содержание авгита колеблется в широких пределах – от 13 % породы до единичных реликтовых зерен (табл. 1.1). Роговая обманка густозеленая, изредка буровато-зеленая, как правило, замещает авгит и гиперстен. Плаггиоклаз представлен основным андезином. Пироксенсодержащие кристаллические сланцы характеризуются равномерным распределением породообразующих минералов, равномерной зернистостью, отсутствием порфириобласт и типичными нематобластовыми структурами. Входящий в их состав плаггиоклаз обладает самой высокой основностью. Биотит, хлорит и эпидот развиваются лишь по зонкам дробления.

Кварцевые ассоциации пироксенсодержащих амфиболовых гнейсов, в свою очередь, подразделяются на безбиотитовые и биотитовые. По сравнению с бескварцевыми ассоциациями они содержат большое количество разнообразных минералов:

Авг + Пл + Рог + Кв + Му + Мм + Сф
 Авг + Пл + Рог + Кв + Акт + Эп + Хл + Карб + Мм
 Авг + Пл + Рог + Би + Пл + Кв + Карб ± Му ± Мм

Таблица 1.1. Количественно-минеральный состав главных разновидностей метаморфических пород Вокнаволоцкого блока, %

№ обр.	Плаггиоклаз	Кварц	Амфибол	Авгит	Биотит	Магнетит	Калишпат	Гранат	Акцессорные
Амфиболовые и биотит-амфиболовые разновидности гнейсов									
7/1	57,36	32,99	2,73	ед. зер.	–	–	–	–	–
12/9a	56,79	6,76	28,38	ед. зер.	4,54	2,05	–	–	–
65a	48,34	32,11	8,04	1,84	8,08	–	–	–	–
66a	29,17	4,04	55,21	10,60	–	–	–	–	–
84/1	16,84	–	60,80	–	1,31	0,64	–	–	–
240	52,22	28,64	12,23	–	1,91	0,39	–	–	–
112	40,1	–	42,5	13,2	–	–	–	–	–
4/1	47,5	50,5	ед. зер.	ед. зер.	0,5	–	–	–	–
288-1	43,9	16,0	32,5	–	2,7	3,1	–	–	1,7
288-2	40,79	26,56	13,41	–	13,6	0,14	–	–	0,47
288-3	44,5	12,6	29,4	–	9,7	0,6	–	–	0,6
Биотитовые плаггиогнейсы									
5/11	50,45	33,01	–	–	8,33	–	–	–	–
3a	55,96	28,75	–	–	11,34	3,27	0,58	–	–
3в	69,57	20,09	–	–	9,51	1,57	–	–	–
3г	59,30	27,61	–	–	10,37	0,62	–	–	–
1002/81	57,3	23,4	–	–	18,1	–	–	–	–
128	6,42	53,29	–	–	1,52	–	–	31,95	–
1112-1	40,0	30,0	–	–	2,0	–	–	28,0	–
1112-2	35,0	30,0	–	–	7,0	–	–	20,0	–
Бластиты									
72a	56,76	31,22	3,55	–	7,22	0,58	–	–	–
72б	66,15	27,18	–	–	6,17	0,11	–	–	–
78/5	66,89	27,48	–	–	4,28	–	0,63	–	–
86/1	28,10	13,26	–	–	–	–	58,44	–	–
89/3	68,13	24,73	–	–	2,32	–	4,55	–	–
118/2	60,08	33,85	–	–	5,20	–	0,87	–	–
120/4	79,52	6,63	4,60	–	7,79	0,63	–	–	–
139/26	55,17	41,56	–	–	3,17	0,10	–	–	–
140/1	52,30	31,0	–	–	3,91	0,18	12,61	–	–
161/36	42,88	33,64	–	–	4,50	–	18,98	–	–
178г	51,36	36,46	–	–	7,05	–	4,77	–	–
221	55,38	25,25	–	–	4,54	–	18,74	–	–
545/3	69,12	25,96	–	–	0,26	–	4,66	–	–
288-4	64,38	20,39	0,3	–	19,5	3,33	–	–	0,4
288-6	60,3	5,1	29,7	–	3,9	0,9	–	–	0,1
288-7	50,1	42,0	–	–	6,7	1,0	–	–	0,15

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Наиболее ранними минералами в перечисленных ассоциациях являются авгит, плагиоклаз, роговая обманка. Последняя обычно замещает авгит. Позднее образуются биотит, актинолит, эпидот, карбонат, хлорит, сфен. Их появление связано с разложением раннего парагенезиса. При этом роговая обманка замещается биотитом либо актинолитом. При замещении ее биотитом последний образует псевдоморфозы и частично ассоциирует со сфеном и эпидотом. При замещении роговой обманки актинолитом образуются венцовые структуры, обусловленные наличием реакционных актинолитовых кайм вокруг зерен роговой обманки. Актинолит содержит симплектитовые вроски кварца. С ним ассоциирует карбонат. Реакционные каймы наблюдаются также вокруг рудных минералов – биотитовая вокруг титаномагнетита и сфеновая вокруг ильменита. Это очень характерная особенность амфиболовых разновидностей гнейсов, как пироксеносодержащих, так и беспироксеновых. Она свидетельствует о резкой смене не только температуры, но и давления, а также парциального давления кислорода. В отличие от бескварцевых ассоциаций в описываемых гнейсах преобладают неравномернозернистые структуры, главным образом благодаря тенденции плагиоклаза перекристаллизовываться с образованием порфиробластов. Кроме того, неравномерно распределен кварц и темноцветные минералы (см. рис. 1.6). В частности содержание кварца в амфиболовых разновидностях гнейсов (см. табл. 1.1) колеблется от 4,04 до 50,5 %.

В рассматриваемых породах весьма обычны зонки микродробления и деформации. В этом случае биотит развивается по трещинам в пироксене и роговой обманке. С зонами интенсивной деформации и микродробления связано возникновение ассоциаций зеленосланцевой фации метаморфизма. Здесь часто можно наблюдать неравновесные ассоциации авгита с хлоритом, эпидотом и магнетитом. При этом магнетит в виде землистого агрегата образует включения в хлорите и эпидоте.

Беспироксеновые ассоциации амфиболовых гнейсов подразделяются на гранатсодержащие и безгрантовые:

Рог + Пл + Гр + Кв ± Би ± Му ± Мм + Акт + Эп + Карб

Рог + Пл + Кв ± Би ± Му ± Мм ± Акт ± Эп ± Карб

Плагиоклаз в беспироксеновых амфиболовых гнейсах неравномерно раскислен. Состав его колеблется от An_{36} до An_{24} . Встречаются также единичные зерна альбита. В беспироксеновых биотит-амфиболовых гнейсах увеличивается количество биотита, которому свойственны лапчатые ксеноморфные очертания (см. рис. 1.6). Титаномагнетит местами имеет реакционные каймы биотита (рис. 1.7, б). Структуры пород неравномернозернистые. Темноцветные минералы распределены неравномерно.

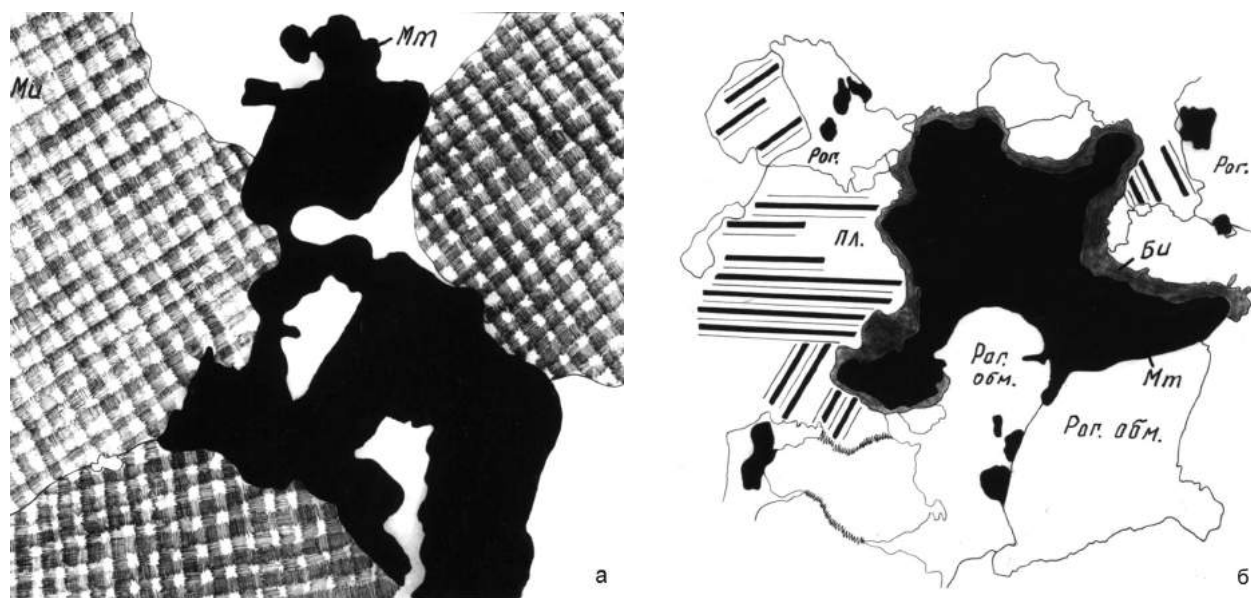


Рис. 1.7. Соотношение магнетита и микроклина при гранулитизации: а – калишпат-магнетитовая ассоциация в лейкогранитах; б – биотитизация ксеноморфного магнетита

Биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы также подразделяются на гранатсодержащие и безгрантовые:

Би + Гр + Пл + Кв ± Рог ± Му ± Мм ± Карб

Би + Пл + Кв ± Му ± Мм ± Рог ± Эп

Количественно-минералогический состав типичных разновидностей (см. табл. 1.1) характеризуется неравномерным распределением породообразующих минералов. Плаггиоклаз, как правило, наблюдается в виде таблитчатых зерен (порфиробласт) и в виде мелких бластических зерен в основной массе породы. Состав его непостоянен и колеблется от основного андезина до кислого олигоклаза. Встречаются единичные зерна альбита. Нередко наблюдаются симплектитовые сростания биотита с альбитом. Часть биотитовых гнейсов, несомненно, образовалась за счет биотитизации амфиболовых гнейсов. В этом случае биотит тесно ассоциирует с эпидотом, карбонатом, сфеном. Иногда в гнейсе присутствуют единичные зерна роговой обманки, замещающейся биотитом. В тонкополосчатых гнейсах обычно обособляются существенно эпидот-биотитовые полосы и существенно кварц-полевошпатовые. Биотит развивается неравномерно, пятнами, и с его появлением уменьшается содержание граната и ортоклаза. Гранат здесь по составу отвечает гранату гранулитовой фации. Структуры рассматриваемых гнейсов неравномерnozернистые. Участками среди гнейсов наблюдаются бластогранитовые соотношения породообразующих минералов. Вследствие близости минералогического состава можно предполагать, что биотитовый гнейс при перекристаллизации преобразуется в плаггиогранито-гнейс и биотитовый бластит. В обнажениях биотитовых гнейсов можно видеть такие переходы.

Особую разновидность составляют гранат-силлиманитовые гнейсы, в которых в небольших количествах спорадически присутствует биотит. Они представляют собой плотную тонкозернистую породу и менее других подвержены перекристаллизации, но встречающиеся в них единичные зерна гиперстена дают основание предполагать, что силлиманит здесь является вторичным.

Как можно видеть из табл. 1.1, где представлены главные разновидности пород Вокнаволоцкого блока, относительно устойчивое содержание характерно лишь самому распространенному минералу – плаггиоклазу. Калишпат как породообразующий минерал присутствует в бластитах, и содержание его весьма нестабильное. Большой интерес представляет распределение рудного минерала, представленного преимущественно магнетитом (см. рис. 1.7). Как правило, он ксеноморфен и заполняет межзерновые пространства. Встречается в ассоциации с калишпатом (см. рис. 1.7, а), что свидетельствует об их образовании в условиях высокого парциального давления кислорода. Каемка биотита вокруг зерна магнетита, в свою очередь, является признаком снижения P_{O_2} (см. рис. 1.7, б). Неравномерность распределения породообразующих минералов можно видеть на примере распределения биотита (рис. 1.8), где он ориентирован в направлении кливажа осевой плоскости мелких складок.



Рис. 1.8. Перераспределение биотита при образовании бластитов по биотитовым гнейсам

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Бластиты имеют сопоставимое содержание породообразующих минералов (см. табл. 1.1). Многоминеральные ассоциации обычно неравновесные. Им типично неравномерное распределение породообразующих минералов. Это свидетельствует о сложной истории их формирования. Изотопное датирование столь сложных образований без геологического обоснования первичности датированных пород только усложняет корреляцию и не ставит задач геологического изучения. Рассматриваемые породы имеют все признаки гранитизации.

Сущность процессов гранитизации нередко заключается в изохимической перекристаллизации диафорированных пород с укрупнением зернистости и перераспределением породообразующих минералов, а также в перекристаллизации с привнесением калия и сопутствующих редких элементов. Гранитизация и бластезис обычно происходят в условиях разуплотнения пород, чему способствует поднятие Вокнаволоцкого блока.

Изохимическая перекристаллизация относится к наиболее раннему этапу. Ранее было показано, что состав вновь образованных пород отвечает плагиограниту [Свириденко, 1974] и определяется составом исходных пород. Далее такой тип пород, с учетом немагматического происхождения, назывался бластитом. Бластиты, развивающиеся по амфиболовым разновидностям метаморфических пород, – амфиболовые бластиты, а по биотитовым метаморфическим породам – биотитовые бластиты. Своеобразие бластитов заключается в их преимущественно стратифицированном залегании. Вместе с другими породами они смяты в мелкие складки, но отличаются повышенной пластичностью. Местами можно наблюдать «затекание» их в трещины перемежающихся пород (рис. 1.9). Их «затекание» в зоны скалывания способствует документации сдвиговых зон в пределах Вокнаволоцкого блока. Обычно наблюдаются незакономерные переходы гнейсов и близких по составу бластитов.

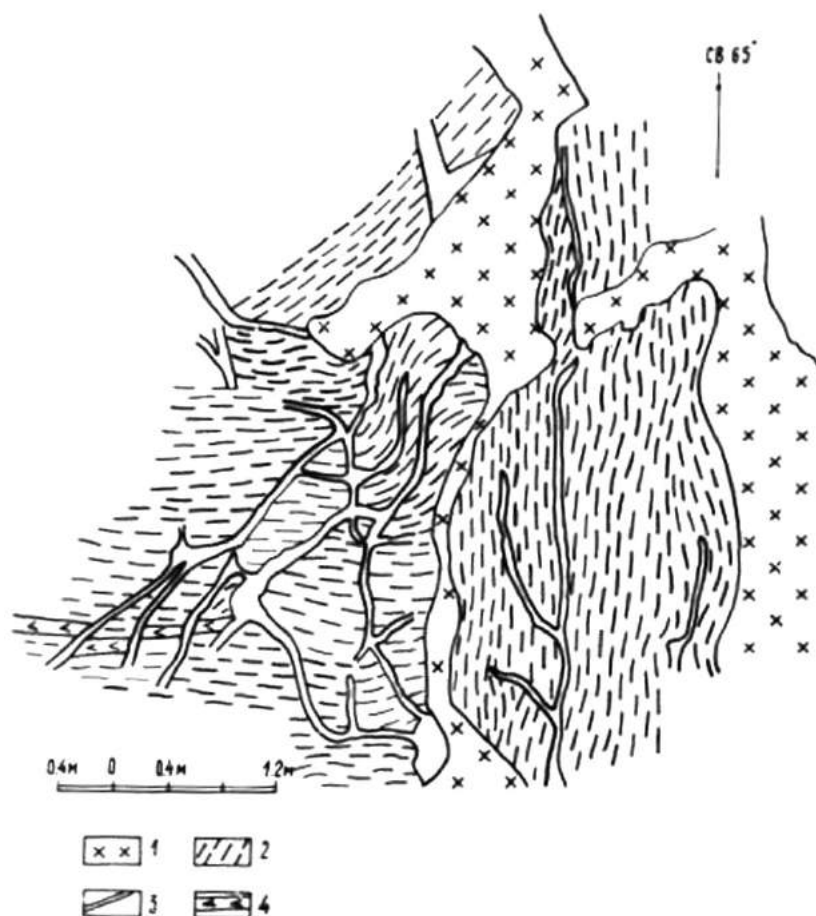


Рис. 1.9. Выполнение породами тоналит-тронджемит-гипнодиоритового состава (ТТГ) трещин между перемещенными друг относительно друга блоками биотит-амфиболовых гнейсов:

1 – гранодиорит; 2 – биотит-амфиболовый гнейс; 3 – пегматит; 4 – амфиболит

Сущность этого процесса легко познается с помощью микронзондового анализа, где можно видеть совместное присутствие различных генераций одноименного минерала. В частности, при перекристаллизации плагиоклаза состав его меняется от андезина до олигоклаза. Нередко можно встретить альбит (табл. 1.2). При альбитизации плагиоклаза выделяются микровключения кальцита.

Таблица 1.2. Микронзондовые анализы плагиоклаза метаморфических пород Вокнаволоцкого блока

Породы	№ обр.	Окислы					
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Амфиболит	163	59,58	25,53	7,28	7,75		100,14
		65,38	20,88	1,82	11,08		99,16
	164	60,65	24,18	5,88	8,2	0,36	99,27
		56,82	24,7	7,3	7,21		96,03
	166-2	59,83	25,7	7,51	8,52		101,56
		59,85	24,8	7,05	7,42	0,43	99,59
	167	59,14	25,7	7,41	8,01		100,26
		59,8	26,1	7,3	7,73		100,93
	1002/1	59,85	24,8	7,05	7,42	0,43	99,59
		161	61,98	23,68	5,1	9,2	
162	62,45		24,07	4,68	9,44		100,64
	165	68,15	20,44	0,98	11,04		100,61
166-1		61,08	24,59	5,4	8,5		99,57
	168-1	65,11	21,87	2,58	10,52		100,08
169-1		62,76	24,14	4,53	9,51		100,94
	168-3	66,34	21,33	0,73	11,61	0,54	100,55
169-1		61,75	24,05	5,23	8,97	0,29	100,29
	168-1	62,57	24,41	5,45	8,89		101,32
169-1		56,88	26,55	8,62	7,27		99,32
	168-3	64,78	22,13	2,26	10,75		99,92
169-1		56,85	27,49	9,61	6,65		100,6
	168-3	57,16	26,85	8,79	7,01		99,81
169-1		67,94	20,56	0,72	12,21		101,43
	168-3	62,29	24,29	4,94	9,19		100,71
169-1		67,12	20,83	–	11,44		99,39

Отличительной чертой раннеархейского фундамента служит и многократное проявление небольших трещинных тел. Они являются результатом упоминавшегося затекания пластической породы в зоны трещиноватости. Примером может служить зона развития подобного типа пород в краевой части Вокнаволоцкого блока юго-западнее пос. Вокнаволоц (см. рис. 1.9). Они приурочены к системе трещин скалывания северо-восточного простирания. При этом породы цементируют перемещенные друг относительно друга блоки метаморфических пород. При прямолинейном характере одного из контактов формирующейся жилы второй контакт часто ступенчатый, благодаря выполнению пластичными породами кулисообразно расположенных трещин, по которым происходило смещение вмещающих пород. В жилах содержатся разнообразные остроугольные ксенолиты вмещающих пород без признаков оплавления.

Количественно – минеральный состав их весьма близок составу вмещающих пород (табл. 1.3), но не отличается постоянством. В ряде интрузивных тел присутствуют такие минералы, как роговая обманка, карбонат, гранат, которые встречены именно в тех жилах, которые секут метаморфические породы, содержащие в своем составе перечисленные минералы.

Непостоянство составов жил и вмещающих пород более четко видно при сопоставлении их химических составов (табл. 1.4). По содержанию кремнезема и те, и другие относятся к ассоциации кварцевый диорит – гранодиорит. Это еще раз подчеркивает, что только по вещественному составу нельзя выделять тоналит-трондьемит-гранодиоритовую ассоциацию, отвечающую серым гнейсам, как это нередко делается.

Заметное различие в составе жил и вмещающих пород состоит лишь в соотношении щелочей. При общем колебании их содержания в жилах чаще преобладает K₂O над Na₂O, что объясняется более частой встречаемостью в них калишпата. Нельзя не отметить, что для жильных пород характерно более высокое содержание TiO₂, что, по-видимому, определяется постоянным присутствием ильменита.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

В целом подобные жильные образования, особенно в краевой части Вокнаволоцкого блока, дают возможность предположить сдвиговый характер контакта Вокнаволоцкого блока, развивающийся в большом интервале времени. На раннем этапе его развития привнос мантийного флюида вместе с калием был в зачаточном состоянии и со временем усиливался, производя интенсивную калиевую гранитизацию и стирая признаки сдвиговой тектоники. Жилы гранитов особенно интенсивно проявлены в сдвиговых зонах северо-восточного простирания.

Таблица 1.3. Количественно-минеральный состав жильных пород и вмещающих гнейсов по разрезу, %

Название породы	Кварц	Плагиоклаз	Биотит	Ильменит	Сфен	Микроклин	Эпидот	Ортит
Биотитовый гнейс (в 25 см от контакта жилы)	28,75	55,96	11,34	3,27	–	0,58	–	–
Жильная порода из приконтактной зоны	30,99	59,69	7,80	1,20	0,32	–	–	ед. зерна
Жильная порода из центральной части жилы	22,31	63,68	11,73	1,57	0,71	ед. зерна	–	ед. зерна
Жильная порода из приконтактной части	19,02	60,26	17,57	1,57	1,87	–	–	ед. зерна
Биотитовый гнейс из приконтактной части	20,09	69,57	9,51	0,58	0,83	–	–	–
Биотитовый гнейс в 30 см от контакта	27,61	59,30	10,37	0,62	0,72	–	0,78	0,60

Таблица 1.4. Химический состав жильных пород и вмещающих гнейсов Вокнаволоцкого блока, вес. %

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	S
Жильные породы													
1002/9	64,08	1,12	16,44	1,41	3,23	0,06	1,27	2,96	2,82	5,00	0,15	1,06	99,60
1002/8	60,36	1,38	18,25	1,32	4,60	0,07	1,85	4,38	3,46	2,80	0,10	1,20	99,77
1003/3-з	63,32	1,32	16,05	1,84	3,59	0,06	1,35	3,28	3,38	4,00	0,17	1,23	–
1003/3-2	62,32	1,45	16,24	2,24	3,88	0,10	1,39	3,58	3,46	3,87	0,13	1,02	99,68
33/2-б	61,30	1,40	17,18	1,39	4,53	0,11	1,60	3,70	3,07	4,15	0,14	1,01	99,58
31/3-н	63,22	1,15	16,54	1,48	3,38	0,06	1,35	3,12	3,23	4,86	0,18	1,07	99,64
27/3-г	63,90	1,07	16,75	1,60	3,38	0,09	1,28	2,94	3,46	4,30	0,12	0,73	99,62
26/7	62,10	1,25	16,84	1,81	2,87	0,06	1,41	3,40	2,94	4,86	0,14	1,97	99,66
25/12 ^е	62,28	1,46	16,55	2,28	3,73	0,07	1,49	3,72	3,15	3,9	0,18	0,85	99,66
25/6-л	62,60	1,33	16,88	1,64	3,66	0,06	1,36	3,88	3,15	4,5	0,21	0,92	99,99
1001/4	62,76	0,11	18,43	1,37	3,16	0,05	1,76	3,06	3,00	4,71	0,12	1,21	99,74
Биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы													
33/2-а	68,16	0,59	15,97	1,41	2,80	0,06	1,22	3,90	3,47	1,70	0,14	1,05	100,47
25/6-к	65,62	0,49	16,50	1,05	2,80	0,05	1,81	4,48	3,87	2,40	0,13	1,06	100,25
1002/9-2	67,08	0,43	15,73	1,22	2,75	0,05	1,69	3,59	3,46	2,37	0,14	1,25	99,76
29/4-а	69,22	0,39	16,59	0,78	1,87	0,04	1,16	3,18	4,23	2,10	0,12	0,79	100,47
1009/3	57,83	1,18	19,82	1,15	4,37	0,07	3,07	4,70	4,21	2,55	0,22	0,91	100,08
5/11	68,01	0,45	15,41	1,35	2,96	0,06	1,62	3,40	3,72	2,00	0,10	1,08	100,16
23/5	67,23	0,52	16,46	0,96	2,56	0,12	1,64	5,20	2,94	1,27	0,08	0,95	99,93
23/12	67,82	0,47	16,08	0,86	2,44	0,10	1,48	5,25	3,27	1,10	0,11	1,09	100,07
25/29	66,12	0,45	16,37	1,24	2,30	0,05	1,48	3,70	3,73	2,85	0,10	0,15	99,90
26/9	62,60	0,50	15,64	1,72	2,52	0,08	3,46	5,54	3,13	3,20	0,10	1,93	100,42
1002/1-1	66,06	0,59	16,10	1,61	3,69	0,09	1,26	4,34	2,55	2,10	0,14	1,13	99,66
7/1	64,54	0,45	15,23	1,00	2,53	следы	1,77	8,44	3,02	1,85	0,12	1,01	99,96

Многообразие неравновесных минеральных ассоциаций и процессов замещения показано на микрофотографиях шлифов (рис. 1.10). На рис. 1.10, А можно видеть, что в амфиболе содержится реликтовое зерно клинопироксена, а вокруг этого же зерна амфибола – кварц-эпидотовая симплектитовая оторочка, свидетельствующая о неравновесности кристаллизации. Амфибол замещается биотитом (рис. 1.10, Б). Освободившийся кальций в краевой части биотитового зерна выпадет в виде кальцитовых зерен. С биотитом также ассоциируют мелкие зерна сфена неправильной формы. Биотит, в свою очередь, по спайности замещается калишпатом. Крупные зерна его иногда окаймлены кварц-эпидотовым симплектитом (рис. 1.10, В). Непостоянство состава плагиоклаза нередко наблюдается даже в пределах одного и того же зерна. На рис. 1.10, В андезин постепенно без видимых границ замещается олигоклазом.

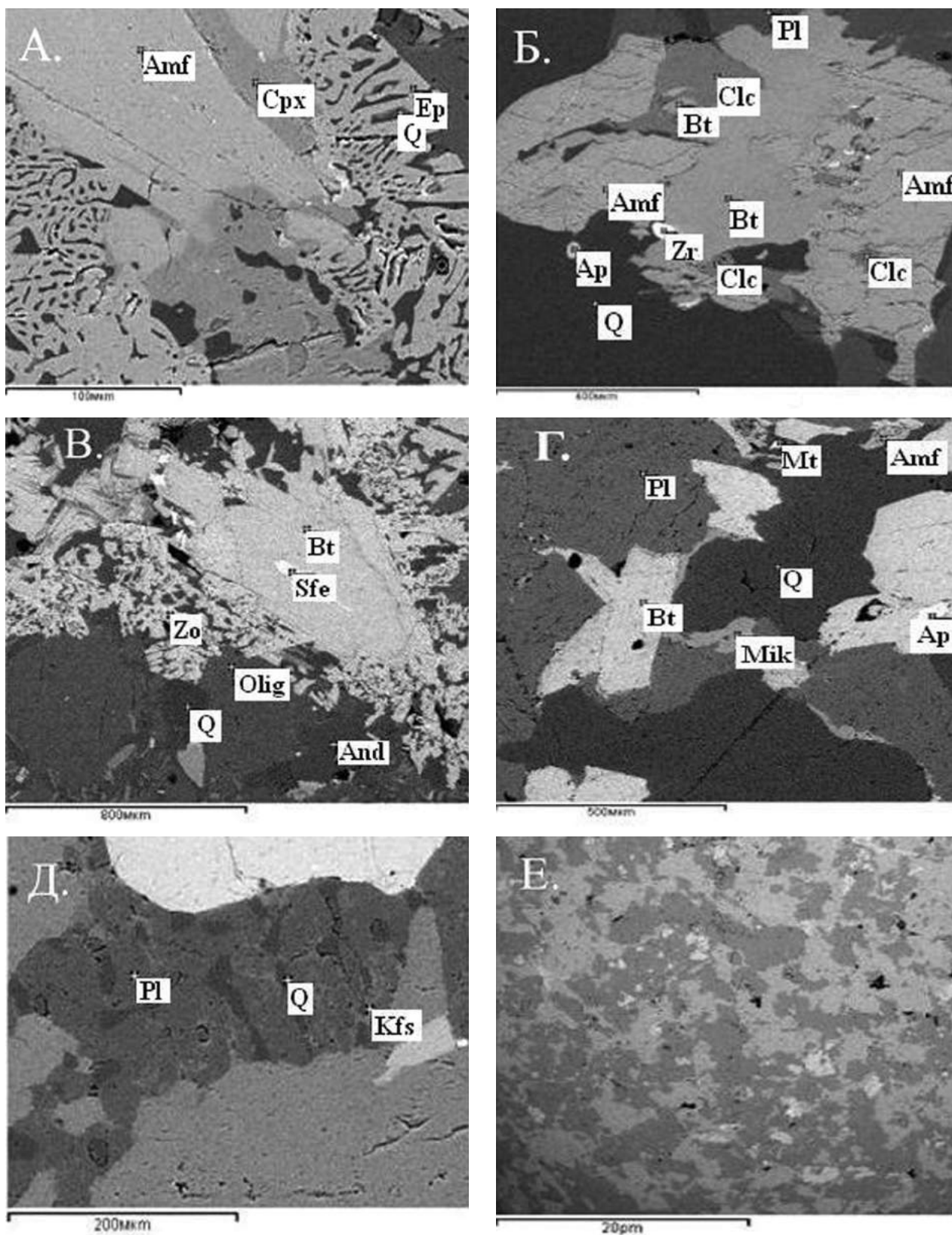


Рис. 1.10. Структуры пород при диафторезе и гранитизации гранулитов Вокнаволоцкого блока:

Cpx – клинопироксен, Amf – амфибол, Bt – биотит, Pl – плагиоклаз, And – андезин, Olig – олигоклаз, Q – кварц, Kfs – калишпат, Clc – кальций, Ap – апатит, Zr – циркон, Mt – магнетит, Zo – цоизит, Sfe – сфен

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Эволюция плагиоклаза амфиболитов и гнейсов идет также в сторону обогащения ортоклазовой составляющей, в результате чего образуются антипертиты замещения. Содержание анортитового компонента в плагиоклазе при этом уменьшается. Основность плагиоклаза в целом не зависит от основности породы, что говорит о частичной вторичности кварца. Таким образом, непостоянство состава плагиоклаза объясняется прежде всего неравномерностью проявления наложенных процессов.

Для темноцветных минералов также характерно непостоянство состава (табл. 1.5). Присутствие среди пироксена авгита 166-2(1) и 1002/1(2) свидетельствует о кристаллизации его в условиях гранулитовой фации. Состав амфибола также непостоянен. Сине-зеленая роговая обманка, отличающаяся более низким содержанием глинозема (табл. 1.5, 169-1), кристаллизуется при более низкой температуре, чем роговая обманка в ассоциации с авгитом.

Таблица 1.5. Микронзондовые анализы темноцветных минералов пород Вокнаволоцкого блока

Окислы породы	Образец	№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	
			Пироксен										
Амфиболит	166-2	1	52,55		1,32	10,15		12,7	23,3			100,02	
	163	1	55,73		1,24	11,18	0,49	17,11	13,51			99,26	
		2	55,01		2,66	11,95		16,45	13,29			99,36	
	1002/1	1	54,98		2,39	13,1		16,35	13,19			100,01	
		2	51,43		0,87	11,35	1,14	11,49	24,47			100,75	
	Амфибол												
	163	1	50,75		5,6	14,53		14,01	12,76	0,76	0,4		98,81
		2	44,13	1,06	10,72	16,97		10,88	12,37	1,49	1,09		98,71
	167	1	42,77	2,14	10,9	18,06		9,58	12,09	1,02	1,52		98,08
		2	43,7	1,9	10,7	18,36		9,79	11,42	0,91	1,4		98,18
	166-2	1	44,04	1,56	10,13	17,54	0,53	10,96	12,43	1,39	1,3		99,87
	1002/1	1	47,72		8,45	16,79	0,61	12,12	12,48		0,7		98,81
	Биотит												
		163	1	37,95	2,19	15,32	17,34		13,05			10,26	96,11
		167	1	36,15	2,58	15,29	18,67		12,94			9,54	95,17
	164	1	37,24	3,22	15,35	18,61		11,21			10,14	95,77	
		2	37,13	3,09	15,46	20,57		9,99			9,87	96,11	
	1002/1	1	36,16	4,21	16,49	19,84		8,86			9,82	95,38	
Биотитовый плагиогнейс	161	1	35,67	3,83	16,9	20,1		9,26			10,8	96,56	
	162	1	34,91	2,03	15,15	22,97		8,15			11,4	94,61	
	165	1	35,4	2,03	15,36	21,86		9,39			10,24	94,28	
	166/1	1	36,14	3,96	14,9	20,63	0,49	9,8			9,89	95,81	
	168-1	1	34,44	3,83	17,59	20,2		7,9			10,28	94,24	
		2	35,61	3,55	17,99	21,65		7,75			10,17	96,72	
	168/3	1	36,73	1,46	20,26	15,65		12,02			10,22	96,34	
		2	37,67	–	18,15	15,01		13,69			10,49	95,01	
169-1	1	34,67	2,21	16,69	22,6		7,88			9,71	93,76		

Биотит – самый распространенный темноцветный минерал, встречающийся как в амфиболитах, так и в диорито-гнейсах и плагиогнейсах. Состав его также непостоянен. Различные генерации биотита встречаются в пределах одного шлифа и различаются по соотношению железа и магния.

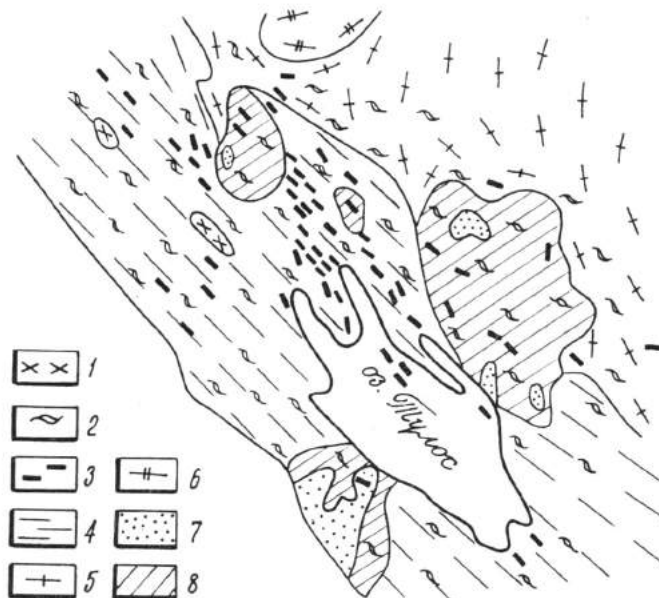
Возвращаясь к рис. 1.10, следует отметить, что в биотитовых плагиогнейсах спорадически присутствует калишпат. Иногда он имеет тенденцию проникать в межзерновые пространства между кварцем и плагиоклазом (рис. 1.10, Г). О его более позднем замещении плагиоклаза свидетельствует рис. 1.10, Д. Здесь крупное зерно плагиоклаза пронизано вертикальными жилками кварца, упирающимися в крупное зерно калишпата, от которого отходят ветвистые микропрожилки, секущие как плагиоклаз, так и кварц. Общая структура рассматриваемых пород (рис. 1.10, Е) не имеет признаков, хотя бы даже реликтовых, магматической породы ТТГ ассоциации. Непостоянство состава определяется разнообразными наложенными процессами (в первую очередь диафорезом) и гранитизацией.

1.3.2. Тулосский блок

В современном эрозионном срезе, как уже отмечалось, Тулосский блок представлен несколькими блоково-купольными структурами, которые являются отдельными частями блока, не полностью вскрытого эрозией (рис. 1.11). В отличие от Вокнаволоковского блока здесь лучше сохранились ассоциации пород гранулитовой фации, которые полностью сопоставимы. Это позволяет более полно восстановить состав первичной протокоры и условия метаморфизма раннеархейского фундамента.

Рис. 1.11. Схема геологического строения района оз. Тулос:

1 – жилы сиенита и кварцевого сиенита; 2 – мигматиты сариолийских гранитов; 3 – дайки долеритов, габбро-долеритов, диабазов; 4 – бластокатаклазиты биотитовых гнейсов; 5 – диорито-гнейсы с реликтами амфиболитов; 6 – автохтонные гнейсовидные граниты. Комплекс раннеархейского фундамента: 7 – двупироксен-амфиболовые и двупироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы, гиперстен-биотитовые плагиогнейсы (эндербиты); 8 – диафториты по породам гранулитового комплекса



Преобладающими породами первичного гранулитового комплекса являются эндербиты (гиперстен-биотитовые диорито-гнейсы и плагиогнейсы). В их составе встречаются прослои двупироксеновых кристаллических сланцев и пироксеновых амфиболитов мощностью до 10 м. На контактах местами наблюдается тонкая перемежаемость (от 3 до 25–30 см), что дает основание предполагать первичную вулканогенную природу этих метаморфических образований. В краевой части купольных структур породы гранулитовой фации диафторированы и частично метасоматически изменены, в результате чего наблюдаются постепенные переходы с окружающими геологически более поздними породами.

Сопоставимость гранулитовых ассоциаций в блоках земной коры ФЦ с положительным гравитационным полем позволяет, несмотря на сложность, выделять протокору и решать проблемы геотектоники раннего докембрия.

В районе оз. Тулос в составе основных пород встречаются следующие минеральные ассоциации: $МП_{30-35} + РП_{42-45} + Пл_{41-36} + Рог_{50-45} + Би + Мм$; $МП_{30-33} + Рог_{45} + Пл_{30-34} + Би + Кв$; $РП_{55} + Рог + Пл_{30-34} + Би + Кв$ и $Рог_{45} + Пл_{30-32} + Би + Кв$.

В пределах Вокнаволоковского блока минеральные ассоциации гранулитовой фации менее разнообразны: $МП_{40} + РП_{50} + Пл_{42-38} + Рог + Би$ и $МП_{40} + РП_{51} + Пл_{34-36} + Кв$. При их диафторезе в условиях амфиболитовой фации образуются амфиболиты с неравномерным содержанием биотита и кварца $Рог_{48} + Пл_{32-34} + Би_{61} + Кв$.

Среди эндербитов постоянно отмечаются признаки диафтореза, заключающиеся в наличии двух генераций биотита. Плагиогранито-гнейсы, образующиеся за счет диафтореза эндербитов, содержат реликтовые зерна гиперстена. В богатых кальцием разновидностях встречаются две генерации роговой обманки (буро-зеленая и сине-зеленая). Биотит и кварц распределены неравномерно. Диафторированные породы краевых частей блоково-купольных структур имеют постепенные нечеткие контакты с метаморфическими породами гранулитовой фации метаморфизма. Изменение состава первичных метаморфических пород при диафторезе и гранитизации сопровождается уменьшением их плотности в том же диапазоне, что и в пределах Вокнаволоковского блока (см. рис. 1.5). Несмотря на различную интенсивность вторичных преобразований, первичный состав пород Вокнаволоковского и Тулосского блоков вполне сопоставим.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Петрографическая характеристика пород Вокнаволоцкого блока однозначно свидетельствует о непостоянстве их состава. При отсутствии геологических форм их первичного происхождения петрохимия различных по составу пород может дать сведения лишь о направленности изменения химизма пород при бластезе и гранитизации. Исключением является химический состав пироксеновых амфиболитов (табл. 1.6). В пределах Вокнаволоцкого и Тулосского блоков они имеют довольно постоянный и вполне сопоставимый состав, отвечающий толеитовому базальту. Некоторая вариация содержания K_2O объясняется спорадической встречаемостью биотита, имеющего вторичное происхождение.

Таблица 1.6. Химический состав главных разновидностей пород древнейшего фундамента

№ обр.	Окислы, вес. %												Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	
Амфиболиты Тулосского блока													
1293/1	46,89	0,84	15,72	3,83	6,18	0,16	5,63	17,41	1,90	0,32	0,14	1,08	100,10
1267/1	47,23	1,40	15,00	4,22	10,26	0,25	6,38	11,01	2,66	0,65	0,14	1,28	100,48
1310/2	49,56	0,99	14,37	4,40	6,32	0,18	7,48	11,80	3,29	0,95	0,04	0,98	100,38
980	50,24	1,05	15,74	2,73	7,18	0,19	6,88	10,64	3,24	0,75	0,07	1,30	100,01
1291	51,00	0,97	14,38	4,99	7,97	0,19	6,48	10,82	2,22	0,52	0,14	0,84	100,52
2446	51,18	0,65	17,63	2,48	6,64	0,12	6,69	9,40	3,64	0,90	0,21	0,90	100,44
2409	53,08	0,98	18,43	2,75	6,71	0,14	4,00	8,50	4,18	0,85	0,16	0,70	100,48
Амфиболиты Вокнаволоцкого блока													
5/12	47,06	1,19	18,61	3,34	6,84	0,10	6,65	8,70	3,33	1,92	0,21	1,67	99,62
60/2	48,24	0,67	14,31	3,86	7,04	0,22	9,46	11,70	2,50	0,70	0,14	1,56	100,40
15	48,92	1,04	14,03	3,35	8,98	0,24	5,71	14,30	2,27	0,15	0,04	0,87	99,90
84/1	48,97	1,40	13,99	4,96	7,95	0,18	7,71	8,95	3,02	1,35	0,09	1,85	100,42
66а	49,06	0,99	13,37	4,30	9,41	0,21	7,53	11,28	2,88	0,70	0,14	0,36	100,23
12/9а	50,54	0,96	18,27	4,24	5,61	0,16	5,13	7,50	4,61	1,50	0,10	1,72	100,34
88/1	50,94	0,72	14,92	2,57	6,60	0,28	5,70	15,12	2,21	0,32	0,18	0,83	100,39
74/4	51,64	0,93	13,17	5,63	7,62	0,25	6,66	9,10	3,02	0,93	0,14	1,19	100,28
100/2	55,88	0,86	16,42	3,09	4,74	0,15	4,65	8,36	3,71	1,15	0,09	1,27	100,37
Диорито-гнейсы Вокнаволоцкого блока													
199а	57,20	0,85	15,09	3,78	5,60	0,21	4,65	5,84	4,17	1,5	0,13	1,33	100,35
240	63,70	0,63	15,05	2,06	2,65	0,12	2,22	7,48	3,82	0,65	0,08	1,73	100,19
247	60,34	0,46	20,35	0,76	4,67	0,13	0,96	3,38	3,79	4,40	0,13	0,64	100,01
128	60,78	1,08	18,26	1,76	14,31	0,17	1,08	1,26	0,60	0,50	0,16	0,36	100,32
1112/1	64,74	0,77	14,60	3,79	8,26	0,18	0,64	3,96	2,96	0,20	0,13	0,14	100,37
65а	58,88	0,81	17,87	1,47	4,67	0,12	3,01	6,82	3,69	1,40	0,18	0,81	99,73
Бластиты Вокнаволоцкого блока													
221	71,62	0,23	15,53	0,89	0,91	0,03	0,46	2,14	4,31	3,44	0,12	0,50	100,18
253/1	70,31	0,26	16,47	0,90	1,50	0,03	1,13	4,21	3,33	0,87	0,18	0,56	99,75
253/2	71,34	0,34	15,46	0,82	1,36	0,01	0,93	3,54	4,04	1,37	0,03	0,46	99,70
259/2	72,11	0,17	15,51	0,66	0,78	0,01	0,49	1,95	3,16	4,85	0,08	0,28	100,05
287	68,13	0,52	15,89	3,31	1,02	0,05	1,55	4,05	3,91	1,30	0,08	0,31	100,12
109	69,23	0,28	16,80	0,91	0,93	0,03	0,86	2,55	3,75	3,75	0,14	0,62	99,85
115	72,45	0,15	15,58	0,78	0,50	0,02	0,22	1,72	4,21	3,50	0,13	0,39	99,69
116/2	71,49	0,20	16,64	0,49	0,78	0,03	0,34	2,46	5,45	1,70	0,13	0,32	100,03
106/1	73,05	0,19	15,42	0,54	0,79	0,03	0,33	2,81	4,32	1,77	0,13	0,24	99,61
106/2	68,04	0,33	17,54	0,89	1,21	0,05	0,95	3,49	4,92	2,00	0,16	0,31	99,89
85а	72,46	0,22	15,70	0,51	1,08	0,03	0,58	2,02	4,60	2,62	0,07	0,31	100,20
545/3	74,00	0,11	15,40	0,65	0,49	сл.	0,16	3,20	4,84	1,15	0,04	0,18	100,22
25/29	66,12	0,45	16,37	1,24	2,30	0,05	1,48	3,70	3,73	2,85	0,10	1,51	99,90
39/36	71,83	0,28	15,51	0,68	1,29	0,02	0,62	3,02	3,72	2,47	0,13	0,30	99,86
39/9	73,2	0,26	15,00	0,77	1,06	0,08	0,58	2,70	3,94	2,50	0,09	0,38	100,55
141/1	70,54	0,27	15,47	1,18	0,86	0,03	0,71	2,70	4,78	3,00	0,05	0,40	99,99
143	70,86	0,28	16,06	0,75	1,36	0,03	0,47	2,54	4,56	2,60	0,10	0,50	100,11
173/1	71,78	0,18	15,52	0,67	1,00	0,01	0,14	2,40	4,66	2,90	0,05	0,33	99,64
311	65,76	0,50	16,28	1,20	2,79	0,06	1,78	3,15	3,50	3,65	0,24	0,68	99,59
388/55	73,52	0,18	14,94	0,30	1,21	0,01	0,60	2,29	5,00	1,70	0,01	0,43	100,19

Широко развитые в пределах Тулосского блока эндербиты на Вокнаволоцком блоке отсутствуют. Об их первоначальной широкой распространенности можно судить лишь по встречаемости реликтовых зерен гиперстена в биотитовых диорито-гнейсах.

Химический состав диорито-гнейсов при довольно устойчивом содержании SiO_2 характеризуется непостоянством содержания всех остальных породообразующих окислов, что объясняется непостоянством их петрографического состава. Еще в большей степени это относится к бластитам, т. е. к породам, испытавшим перекристаллизацию, метаморфическую дифференциацию, а отчасти и принос калия. Для них особенно типично непостоянство в соотношении щелочей, а также в соотношении окисного и закисного железа. Содержание SiO_2 в них колеблется в интервале 65–73 %. Преобладают породы гранитного состава. Важно отметить, что такие колебания можно наблюдать даже в пределах одного обнажения. В целом вариации химического состава бластитов находятся в соответствии с их количественно-минеральным составом (см. табл. 1.1) и обусловлены неравномерным распределением породообразующих минералов.

Особый интерес представляет переменное содержание закисного и окисного железа. Оно подтверждает непостоянство парциального давления кислорода при многократных наложенных процессах преобразования метаморфических пород во время их длительного перемещения в верхнюю часть земной коры. В настоящее время еще не установлены возрастные этапы этих процессов. Более того, все эти процессы не учитываются при изотопном датировании пород Вокнаволоцкого блока [Лобач-Жученко и др., 2000; Ранний докембрий..., 2005 и др.].

1.3.3. Соотношение фундамента и лопийского вулканогенно-осадочного комплекса

Сложность разграничения раннеархейского фундамента и широкоразвитых гранито-гнейсовых ареалов ГЗО определяется целым рядом обстоятельств. С одной стороны, изотопное датирование пород Вокнаволоцкого блока дает позднеархейский возраст, сопоставимый с возрастом лопийских супракрустальных образований, что позволяет преобладающему большинству исследователей считать их одновозрастными. Кроме того, породы комплекса фундамента испытали многократную тектоническую активизацию, а вместе с ней перекристаллизацию и калиевый метасоматоз. Так что первичный их состав наблюдается лишь в реликтовом виде, а первичные формы залегания вообще не сохранились.

За основу выделения древнейшего комплекса фундамента Вокнаволоцкого и Тулосского блоков были взяты их четкие положительные гравитационные аномалии на фоне отрицательного гравитационного поля позднеархейских пород, а также структурное несогласие, выраженное на аэромагнитной карте [Свириденко, 1974]. Часть исследователей считают такое доказательство неубедительным, поскольку сопоставляемые геологические образования содержат в своем составе ТТГ и гравитационные положительные аномалии могут иметь глубинное происхождение. Рассмотрим эту проблему подробнее.

Действительно, на большом статистическом материале можно видеть, что вариации плотности пород, приводящих к гранитизации, в сравниваемых комплексах существенно различаются (рис. 1.12). Самая высокая средняя плотность характерна для двупироксеновых кристаллических сланцев ($2,85 \text{ г/см}^3$), амфиболитов ($2,79 \text{ г/см}^3$), гиперстен-биотитовых плагиогнейсов ($2,72 \text{ г/см}^3$). При диафто-резе средняя плотность снижается, составляя $2,69 \text{ г/см}^3$ и $2,66 \text{ г/см}^3$ для плагиогранитов. Как можно судить по фоновому значению тренда плотности поверхностных пород Вокнаволоцкого блока в современном эрозионном срезе (см. рис. 1.5), равному $2,65\text{--}2,70 \text{ г/см}^3$, их плотность не может обеспечить интенсивность положительной гравитационной аномалии. В этом отношении вполне справедливо считать источник аномалии глубинным. Наша цель и состоит именно в том, чтобы показать общую направленность изменения физических свойств и химического состава глубинных пород при перемещении их в условия меньшей глубинности. Разуплотнение происходит, прежде всего, за счет уменьшения удельного веса одноименных породообразующих минералов, которому способствует тенденция к переходу катионов в более низкую координацию [Свириденко, Романов, 1974]. При гранитизации пород комплекса фундамента кривые распределения плотностей главных разновидностей пород асимметричны, а некоторые даже дву-модальны благодаря наличию в их составе слабо измененных первичных пород (см. рис. 1.12).

В кривых распределения плотностей позднеархейских (лопийских) метаморфических пород асимметрии не наблюдается. Амфиболовые гнейсы и сланцы здесь, как правило, слабо подвержены гранитизации и сохраняются в виде реликтовых пластов и амфиболитованных базальтовых потоков. Позднеархейские гранодиорито-гнейсы и порфиробластические гранодиориты-плагиограниты

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

имеют среднюю плотность $2,70 \text{ г/см}^3$. При гранитизации средняя плотность пород последовательно уменьшается примерно до $2,60 \text{ г/см}^3$. Таким образом, упоминавшаяся «глубинность» гравитационной аномалии комплекса фундамента определяется тем, что их блоки в течение длительного времени поднимаются на 15–20 км, испытывая при этом перекристаллизацию и разуплотнение за счет диафореза и гранитизации. Видимо, глубинные породы, попадая в условия, свойственные породам лопия, испытывают естественные природные процессы, направленные в сторону создания равновесия этих пород с новыми внешними условиями. Первичные породы гранулитового комплекса фундамента, таким образом, отличаются от метаморфических пород лопия ТТГ состава положительным характером гравитационного поля. Разуплотнение позднеархейских пород при гранитизации неинтенсивно, т. к. гранитизируются обычно породы, близкие по составу граниту, а породы основного состава сохраняются. Поскольку в сводном стратиграфическом разрезе лопия значительные объемы верхней и нижней его части сложены терригенными породами, близкими по составу к магматическим породам ТТГ ассоциации, а при метаморфизме и многократной тектоно-магматической активизации они теряют свои первичные свойства, это привело к тому, что комплекс ТТГ обрел статус самостоятельности. Он определяет регионально отрицательное гравитационное поле на площади Западной Карелии.

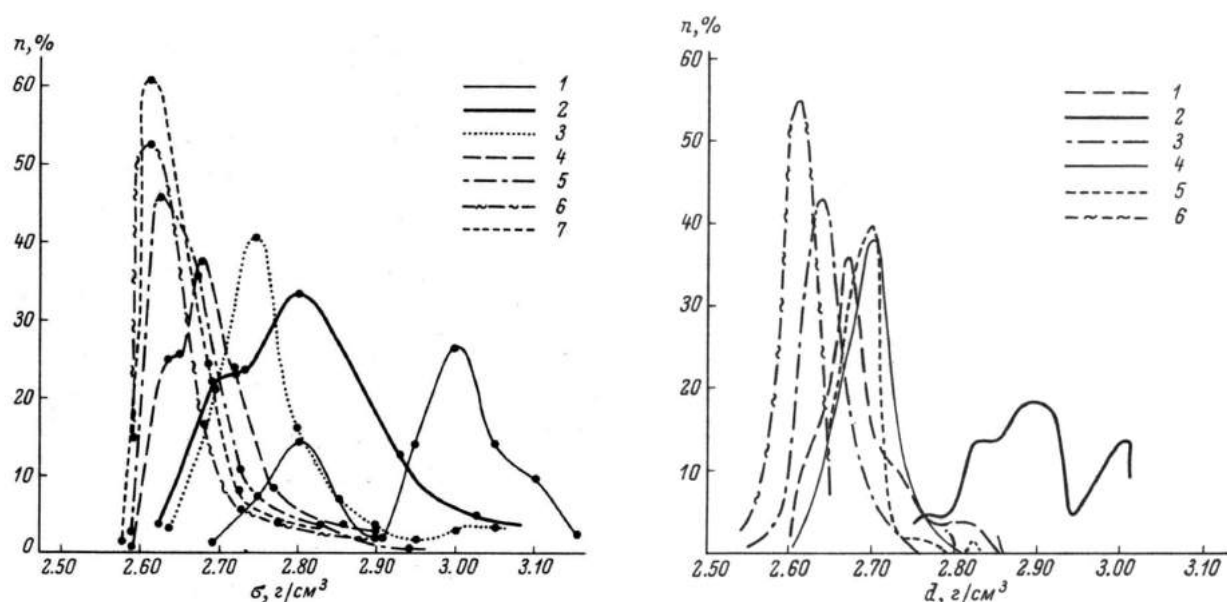


Рис. 1.12. Кривые распределения плотностей главных разновидностей: а) пород комплекса фундамента ранних карелид, б) нижнепротерозойских метаморфических пород и образующихся по ним гранитоидов:

- а) 1 – двупироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы; 2 – амфиболиты, пироксеновые амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы; 3 – гиперстен-биотитовые плагиогнейсы; 4 – биотитовые плагиогнейсы; 5 – плагиогранитоиды; 6 – плагиомикроклиновые граниты; 7 – жильные мигматизирующие микроклиновые граниты;
- б) 1 – биотитовые гнейсы и сланцы; 2 – амфиболовые гнейсы и сланцы; 3 – гранито-гнейсы и кварц-полевошпатовые лептитовидные гнейсы; 4 – гранодиорито-гнейсы; 5 – порфиробластические гранодиориты-плагиограниты; 6 – жильные граниты нормального ряда

Контакты древних тектонических блоков, будучи особенно проницаемы для гранитизирующих флюидов, также не сохранили своей первичной природы, и поэтому контакт между гранитизированным раннеархейским фундаментом и позднеархейским гранитизированным лопием в настоящее время выглядит постепенным. Нижняя часть разреза лопия в районе Костомукшского месторождения Западной Карелии выделяется как гнейсовая толща [Горьковец и др., 1981]. Она сложена в основном биотитовыми, гранат-биотитовыми, мусковитовыми, двуслюдяными гнейсами и гранито-гнейсами и, как считают авторы, сопоставима с нижней частью лопийского разреза в районе оз. Ньюкозера [Белосусов и др., 1975]. В разрезе широко развиты биотитовые и мусковитовые гнейсы с реликтами первичной слоистости осадочных пород. Как известно, в пределах Вокнаволоцкого блока признаков первичной осадочной слоистости не наблюдается.

Наиболее информативным для соотношения саамия и лопия является разрез лопийской терригенной толщи в районе оз. Нижнего Летнего на границе Карельского и Беломорского геоблоков, где

региональный метаморфизм не превышает зеленосланцевой фации [Светов, Свириденко, 1991]. Литологические особенности терригенных пород здесь свидетельствуют об их формировании в условиях циклического трансгрессивно-регрессивного осадконакопления при общем компенсированном прогибании дна мелководного бассейна. Неполная мощность терригенных пород базальной толщи лопия в этом районе составляет около 800 м. Обосновывается концепция формирования лопийских образований в форме осадочно-вулканогенного чехла, а не в виде отдельных зеленокаменных поясов.

Общим для базальной лопийской толщи в сопоставляемых районах является широкое развитие мусковитизированных биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов.

Рассмотрим специфику мусковитизированных биотитовых тоналито-гнейсов в зоне южного контакта Вокнаволоцкого блока. Тоналито-гнейсы 160/1 и 160/2 базальной толщи лопия имеют одинаковый химический состав (табл. 1.7), но различаются структурой. Биотитовый тоналито-гнейс 160/1 – это типичный тоналито-гнейс, наблюдающийся в лопии, а 160/2 имеет порфиробластическую структуру. Наиболее распространенный минерал – плагиоклаз (табл. 1.8). Он представлен олигоклазом и подвержен альбитизации. Биотит высокотитанистый. Ильменит и магнетит развиваются в межзерновом пространстве между кварцем и плагиоклазом, являясь ксеноморфными. Это может свидетельствовать об их вторичности. В обоих образцах калишпат развивается по спайности в биотите и по микротрещинам в плагиоклазе. Наблюдается также окварцевание биотита и плагиоклаза. В биотите по спайности развивается рудный минерал.

Таблица 1.7. Представительные химические анализы главных разновидностей пород Вокнаволоцкого блока и базальной толщи лопия

Оксиды	Вокнаволоцкий блок								Базальная толща			
	Амфиболиты и биотит-амфиболовые гнейсы				Биотитовые плагиогнейсы							
	166-2	163	167	164	168-3	162	165	168-1	161	160-1	160-2	171
SiO ₂	50,82	50,96	67,64	69,28	69,55	70,6	70,78	70,86	72,98	68,3	68,44	73,4
TiO ₂	0,84	1	0,46	0,24	0,42	0,3	0,28	0,39	0,24	0,5	0,3	0,36
Al ₂ O ₃	13,6	12,16	14,52	15,56	13,87	14,45	14,76	14,55	13,73	14,87	16,72	14,56
Fe ₂ O ₃	3,7	3,16	1,18	1,27	0,91	2,33	0,38	0,62	0,53	1,55	0,98	0,87
FeO	7,9	8,76	2,87	1,29	3,02	1,65	1,44	2,16	1,44	2,16	1,08	0,72
MnO	0,225	0,227	0,071	0,026	0,089	0,027	0,034	0,054	0,02	0,042	0,024	0,022
MgO	7,13	8,5	1,85	0,73	2,05	0,61	0,82	0,71	0,67	1,29	0,73	0,31
CaO	9,64	2,69	5,4	3,72	4,31	2,99	2,85	4,59	2,95	4,79	3,87	3,07
Na ₂ O	3,22	2,1	3,75	4,28	2,85	4,21	4,74	3,38	4,59	4,65	5,37	5
K ₂ O	1	2,14	0,78	2,74	1,37	2,37	2,54	1,21	1,81	0,82	1,36	0,89
H ₂ O	0,028	0,071	0,086	0,028	0,11	0,029	0,028	0,043	0,014	0,11	0,071	0,014
п.п.п.	1,33	1,65	0,77	0,25	0,82	0,61	0,71	0,9	0,45	0,55	0,36	0,57
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,2	0,13	0,19	0,12	0,16	0,18	0,13	0,25	0,25	0,1
Li ₂ O	0,0032	0,068	0,002	0,0031	0,0063	0,0026	0,0025	0,0025	0,0044	0,0024	0,0031	0,0024
Rb ₂ O	0,0013	0,0095	0,0014	0,0072	0,0047	0,0077	0,0067	0,0051	0,0058	0,0022	0,0064	0,0056
Cs ₂ O	0,0004	0,0005	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
BaO	0,012	0,037	0,012	0,22	0,025	0,086	0,16	0,036	0,086	0,044	0,089	0,07
SrO	0,016	0,015	0,022	0,035	0,016	0,032	0,041	0,019	0,036	0,036	0,042	0,072
Сумма	99,55	99,55	99,58	99,55	99,57	100,29	99,53	99,65	99,56	99,88	99,56	99,88

Мусковит в лопийских тоналито-гнейсах распределен неравномерно. Он наблюдается в ассоциации с эпидотом, содержащим множество мелких включений кварца, а также с альбитом, замещающим олигоклаз. Кварц-эпидотовые симплектиты окаймляют зерна биотита и находятся в ассоциации с олигоклазом. Биотит здесь отличается непостоянной титанистостью, но в целом сопоставим с биотитом пород Вокнаволоцкого блока. Наложенные процессы в сопоставляемых участках происходят при различном парциальном давлении кислорода. При высоком P_{O₂} (160/1 и 160/2) калишпат наблюдается в ассоциации с магнетитом и ильменитом, а первичные плагиоклаз и биотит более устойчивы. В другом случае (171) идет интенсивная альбитизация плагиоклаза, развивается эпидот, а в биотите по спайности развивается сфен. Все эти процессы создают видимость постепенного перехода от комплекса фундамента к гранитизированному лопию. Вместе с тем нельзя не согласиться, что рассматриваемые образования несут признаки коры химического выветривания [Горьковец и др., 1981].

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Таблица 1.8. Микронзондовые анализы породообразующих минералов базальной толщи лопия

Окислы, вес. %													
Образец	№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	Cl	Сумма
Плаггиоклаз													
160-1	1	60,61		24,84				6,56	0,26	0,34			100,61
	2	60,6		24,96				6,51	8,26				100,33
	3	60,79		24,86				6,52	8,39	0,34			100,9
160-2	1	61,35		24,37				5,79	8,69				100,2
	2	61,58		24,26				5,88	8,27				99,99
171	1	67,72		20,13					12,66				100,51
	2	62,76		23,14				4,19	9,62				99,71
	3	67,12		21,09				3,8	9,53				101,54
Калишпат													
160-1	1	63,42		19,55						16,98	2,73		102,68
	2	62,73		19,42						15,83	2,41		100,39
	3	61,51		19,45					0,43	15,6	2,25		99,44
160-2	1	62,69		19,49						15,79	1,18		99,95
	2	64,93		19,21					0,78	15,72	2,01		102,66
Эпидот													
171	1	36,56		24,48	10,83			23,77					95,64
	2	36,96		23,25	12,41			23,39					96,01
Биотит													
160-1	1	35,37	5,64	14,65	20,16		10,9			9,63			96,35
	2	35,68	5,75	14,41	18,66		10,47			10,13			95,1
160-2	1	34,52	3,86	16,89	17,58		10,9			9,95			93,7
	2	34,96	3,72	15,94	17,97		10,81			9,98		0,38	93,38
171	1	36,82	2,26	16,61	16,86		11,4			10,03			93,98
Мусковит													
171	1	45,33	0,69	27,79	4,76		1,95			11,12			91,66

Для большего понимания признаков «постепенности» перехода комплекса фундамента и базальной толщи лопия сопоставим химический состав пород базальной толщи лопия в районе оз. Нюк (табл. 1.9) и химический состав главных разновидностей пород Вокнаволоцкого блока (биотитовых гнейсов и бластитов (см. табл. 1.6). Для тех и других характерны широкие вариации в содержании кремнезема и повышенные концентрации глинозема, что свидетельствует о существенно полевошпатовом составе пород. Непостоянны также соотношения щелочей в сравниваемых породах. Преобладающим и в тех и других является Na₂O, но иногда преобладает K₂O. Это обусловлено чрезвычайно неравномерным распределением калиевого полевого шпата, который имеет метасоматический генезис и в комплексе фундамента, и в базальной толще. Казалось бы, породы фундамента и базальной толщи лопия могут считаться сопоставимыми, но над комплексом фундамента наблюдается устойчивое слабо положительное гравитационное поле, тогда как над гранитизированным вулканогенно-осадочным чехлом лопия в пределах всей гранит-зеленокаменной области Карельского геоблока оно отрицательное.

В чем же различие сопоставляемых пород? Главная причина различия состоит в том, что породы древнейшего фундамента представляют протокору. Они претерпели региональный гранулитовый метаморфизм. Первичные породы Вокнаволоцкого блока в большом количестве содержат диоритогнейсы, плаггиоклаз в составе которых имеет более основной состав и представлен андезином, тогда как плаггиоклаз в гнейсах базальной толщи имеет преимущественно олигоклазовый состав. Базальные гнейсы при непостоянстве состава в принципе содержат больше кварца.

Таким образом, породы Вокнаволоцкого блока, поднимаясь с больших глубин и испытывая диффузию и привнос K₂O посредством мантийных флюидов, преобразуются соответственно новым условиям. Эти преобразования являются также главной причиной утери их первичного изотопного возраста.

Все вышеизложенное служит доказательством тому, что вещественный состав рассмотренных пород комплекса древнейшего фундамента в современном эрозионном срезе сам по себе не может служить критерием для отнесения к древнейшим породам кристаллического фундамента в силу его многократного преобразования. Полученные изотопные датировки датируют лишь время вторичного изменения пород, а вещественный тоналит-трондьемит-гранодиоритовый состав не доказы-

вают их первичного магматического происхождения. Позднеархейские породы тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава базальной толщи имеют преимущественно осадочное происхождение, что доказывается геологически в силу их слабого метаморфизма.

Таблица 1.9. Химический состав метаморфических пород оз. Нюк

№ обр.	Окислы, вес. %												Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	
Биотитовые гнейсы													
418	66,05	0,59	17,51	0,48	2,06	0,025	2,45	2,1	6,3	1,6	0,15	0,61	99,92
427	70,76	0,09	17,06	0,55	0,36	0,012	0,49	2,94	3,75	3,19	0,13	0,36	99,69
450/1	60,52	0,75	16,15	1,26	6,16	0,09	4,37	4,2	1,45	3,96	0,3	0,98	100,19
447	68,4	0,23	16,92	0,79	1,87	0,04	1,15	3,28	4,75	2	0,07	0,86	100,36
426	57,2	0,52	21,22	1,63	2,94	0,06	2,38	4,1	7,2	1,72	0,18	0,93	100,08
410	58,64	0,76	16,62	2,1	5,02	0,06	3,74	5,38	2,37	3,3	0,15	1,7	99,84
420	68,7	0,15	17,09	1,3	1,14	0,009	0,6	3,7	4,93	1,6	0,15	0,51	99,87
Биотитовые бластиты													
439	69,91	0,28	15,42	1,23	1,65	0,03	1,06	2,5	3,95	3,41	0,06	0,59	100,09
406/1-Б	65,9	0,64	16,16	0,83	4,02	0,06	2,23	3,04	3,68	2,69	0,24	0,37	99,86
407/66Б	64,32	0,58	16,4	1,29	3,57	0,06	2,85	4,21	3,71	2,45	0,21	0,75	100,4
413	63,56	0,56	16,1	1,8	3,22	0,11	3	4,43	3,64	2,95	0,15	0,93	100,45
439/1	71,54	0,18	15,68	0,44	1,8	0,03	0,74	2,42	4,78	1,95	0,09	0,62	100,27
428/1	70,35	0,22	15,88	0,55	1,4	0,014	0,5	1,8	3,57	5,27	0,06	0,56	100,17
446	64,52	0,41	17,52	1,35	2,41	0,06	1,42	5,02	4,33	2,03	0,004	0,93	100,04
Гранатсодержащие гнейсы													
445/2	75,32	сл.	15,71	0,18	0,89	0,06	0,03	0,9	2,52	2,83	0,06	1,39	99,89
445/3	62,78	0,6	16,18	2,14	4,88	0,09	2,8	5,1	3,62	1,63	0,14	0,5	100,46
450/3	61,9	0,56	15,68	2	5,3	0,15	5,18	2,74	2,27	3,05	0,32	0,94	100,09
450/2	68,52	0,15	14,99	1,5	4,88	0,15	0,81	1,74	2	3,94	0,22	0,89	99,79
451/3	43,44	1,19	19,77	2,85	14,72	0,02	6,52	2,14	2	5,65	0,49	0,82	99,61
451/1	60,26	0,63	17,21	3,02	7,74	0,1	3,69	1,74	2,16	2,61	0,24	0,69	100,09
444-1	67,93	0,53	13,84	0,65	6,51	0,07	2,42	2,68	2,61	1,93	0,15	0,27	99,59
451/4	52,68	0,65	13,59	4,04	14,22	0,11	3,75	8,08	1,02	0,42	0,05	1,34	99,95
444/3	63,12	0,12	12,74	0,92	18,61	0,19	1,31	2,4	0,17	0,12	0,06	0,61	100,37
451/5	55,54	0,16	15,12	1,69	21,21	0,14	1,59	4,22	0,12	0,05	0,07	0,44	100,35

Гранулитовый комплекс древнейшего фундамента, формировавшийся в условиях большой глубинности, характеризуется глобальным развитием [Свириденко, 1980] и не сохранил признаки своего первичного происхождения.

1.3.4. Комплекс гранитизированных вулканогенно-осадочных образований

Гранитизированные позднеархейские образования являются преобладающими породами на площади Карельского кратона – и в то же время наименее изученными. Вулканогенно-осадочные породы ЗП изучались преимущественно обособленно, не ставилась задача установить их взаимоотношение с окружающими гнейсо-гранитными ареалами. Близость вещественного состава этих образований с ТТГ образованиями блоков древнейшего фундамента послужила основанием для отнесения их к фундаменту [Лазарев, Кожевников, 1973; Кожевников, 2000; Лобач-Жученко и др., 2000; Ранний докембрий..., 2005 и др.]. Имеются попытки обосновать разновозрастность как отдельных ЗП, так и окружающих их пород [Ранний докембрий..., 2005]. В то же время как в западной, так и центральной части Карельского кратона имеются признаки постепенного перехода вулканогенно-осадочных пород лопия и окружающих гранито-гнейсовых ареалов [Свириденко, 1974, 1980; Горьковец, Раевская, 1991].

Контакт обычно представляет широкую зону, достигающую 200 м и более, выражающуюся в появлении в толще вулканогенно-осадочных пород порфириобласт полевого шпата и метасоматических

кварц-полевошпатовых прожилков с последующим укрупнением зернистости породы. Среди частично гранитизированных вулканогенно-осадочных лопийских пород краевой зоны шириной около 1 км порфиروبластез проявлен неравномерно.

На интенсивность порфиروبластеза и перекристаллизации оказывает влияние, прежде всего, состав исходных пород. Сильнее подвергаются порфиروبластезу и перекристаллизации метатUFFы и метаосадки, тогда как плотные и тонкозернистые прослои метавулканитов остаются неизменными. Благодаря этому в краевой зоне гранитизированных пород сохраняются признаки состава исходной толщи.

По мере удаления от приконтактной зоны породы становятся все более однородными и приобретают гранитоидный облик. От магматических гранитоидов они отличаются тем, что в них постоянно присутствуют маломощные, обычно линзовидные, ксенолитоподобные реликты исходных метаморфических пород – биотитовых мелкозернистых гнейсов и сланцев, реже амфиболовых сланцев и гнейсов.

В целом они обнаруживают с супракустальными породами лопия неразрывную структурную связь. Ранее была выявлена и охарактеризована ребольская мигматит-гранитовая формация [Эволюция..., 1985] и доказан ее позднеархейский возраст. Охарактеризованы критерии расчленения данной формации и комплекса лопийского фундамента. Показано, что эти разновозрастные образования слагают различные типы земной коры [Свириденко, 1980]. Этот вывод подтверждается данными глубинного строения, на новом уровне рассмотренными в главе 2 настоящей работы.

Для позднеархейской мигматит-гранитовой формации установлена латеральная неоднородность вещественного состава, коррелирующаяся с характером регионального магнитного поля. В Западной Карелии в пределах Калевальской структуры распространен магнитный комплекс, в отличие от немагнитного комплекса в области регионально отрицательного магнитного поля Центральной и Юго-Восточной Карелии. Различие в петрографии гранитизированных пород магнитного и немагнитного комплексов заключается, прежде всего, в том, что в магнитном комплексе в ассоциации с породообразующими минералами в том или ином количестве постоянно присутствует магнетит, отсутствующий в разновозрастных породах немагнитного комплекса.

Для сопоставляемых гранитизированных комплексов характерен различный флюидный режим породообразования [Свириденко, 1980]. Магнитные мигматит-граниты Калевальской структуры сформировались при повышенной щелочности флюида в отличие от немагнитных комплексов Центральной Карелии. Их формирование происходило при температуре 550–600 °С, в отличие от 500–550 °С при гранитизации разновозрастных образований Центральной Карелии [Свириденко, 1980] и при более высоком парциальном давлении кислорода и щелочности флюида. Специфика флюидного режима в пределах Калевальской структуры не могла не отразиться на характере ее минерогенеза, отличающейся накоплением оксифильных элементов.

К гранитизированным породам применяется термин «бластиты» [Свириденко, 1980]. В отличие от магматических гранитоидов, для бластитов характерны идиоморфизм плагиоклаза относительно темноцветных минералов и общая неравномерность распределения породообразующих минералов в пределах конкретных обнажений.

Гранитизированные лопийские образования КС нами подробно изучались в районах озер Тулос, Лексозеро, Нюк. Среди них сохраняются отдельные слои или пачки слоев, сложенные амфиболовыми, биотитовыми и двуслюдяными сланцами и гнейсами, железистыми кварцитами, гранат-биотитовыми гнейсами с кианитом и ставролитом, которые обычно выполняют роль маркирующих горизонтов. Состав их в большой мере определяется составом субстрата. В амфиболовых разновидностях бластитов содержатся реликты амфиболовых гнейсов и сланцев, а в биотитовых бластитах – соответственно биотитовых гнейсов и сланцев. Преимущественным развитием пользуются биотитовые бластиты. Это объясняется тем, что в разрезе лопия большой объем занимают осадочные породы (нижняя и верхняя терригенные толщи), а вулканогенно-осадочные породы средней части разреза лопия среди гранитизированных пород сохраняются как реликтовые структуры в виде зеленокаменных поясов.

По внешнему облику биотитовые бластиты весьма разнообразны. Первоначальная неоднородность слоистой толщи проявилась и в бластитах. При этом нередко сохраняются слои с разным количественным содержанием биотита. Кроме того, в процессе бластеза биотит приобретает неравномерное распределение.

В составе бластитов, кроме перекристаллизованных породообразующих минералов исходных метаморфических пород, появляются порфиروبласты микроклина метасоматического происхождения. Регионально проявленному калиевому метасоматозу, так же, как и перекристаллизации с укрупнением

зернистости пород, способствовали условия общего поднятия и формирование купольных структур. Источником калия, так же, как и энергетическим источником, служила мантия Земли [Свириденко, 2011].

Нюкозерская нижнелопийская терригенная толща интенсивно мигматизирована, но местами сохраняет слоистое строение. Преобладающим в ее строении является переслаивание биотитовых плагиогнейсов и мелкозернистых биотит-мусковитовых гнейсов. В подчиненном количестве встречаются прослои тонкозернистого биотит-мусковитового гнейса с гранатом мощностью до 0,5 м. Общий характер низов лопийского разреза в районе оз. Нюк вполне сопоставим с базальной толщей лопия на границе с Беломорским геоблоком [Светов, Свириденко, 1991], где литологические особенности терригенных пород свидетельствуют об их формировании при трансгрессивно-регрессивном осадконакоплении в условиях мелководного бассейна. Сопоставление химического состава главных разновидностей пород оз. Нюк (см. табл. 1.9) не позволяет выявить какие-либо существенные различия. Во всех разновидностях пород существуют колебания в содержании породообразующих окислов, что, по-видимому, обусловлено неравномерностью распределения породообразующих минералов. Нюкозерская толща вполне сопоставима с гнейсовой толщей разреза лопия Костомукшской структуры [Горьковец и др., 1981], которая также сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми и мусковит-биотитовыми гнейсами и является базальной.

Микронзондовые анализы плагиоклаза и биотита трех разновидностей лопийских гранитизированных пород (см. табл. 1.8) в краевой части, прилегающей к Вокнаволоцкому блоку раннеархейского фундамента, показали сопоставимость их состава с одноименными минералами широко развитых позднеархейских гранитизированных серий Западной Карелии [Свириденко, 1974, 1980]. Тоналитогнейс 160-1 представляет наиболее распространенный тип базальной толщи лопия, где мигматизированные породы содержат полосы, обогащенные биотитом. В отличие от него порфиробластический тоналит (160-2) содержит лишь релиты биотита. Обе разновидности тоналитогнейсов в небольшом количестве содержат вторичный калишпат, обогащенный барием (см. табл. 1.8). Местами можно видеть кварц-альбит-калишпатовую ассоциацию, более позднюю по отношению к породообразующим минералам тоналитогнейсов. Она проявлена не повсеместно и фиксирует повышенную щелочность наложенных метасоматических процессов.

Главными минеральными ассоциациями, формировавшимися при более низкой щелочности, являются мусковит, эпидот, альбит, олигоклаз. Мусковит распределен неравномерно, замещает биотит. Наблюдается альбитизация плагиоклаза. Эпидот содержит множество симплектитовых включений кварца и альбита. В биотите по спайности развивается сфен.

Метаморфизм с участием калишпатизации является более поздним и проявлен неравномерно. Перекристаллизация, бластез и неоднократное проявление гранитизации приводят к широкому развитию пород гранитоидного состава и «стирают» первичную природу рассматриваемых образований.

1.3.5. Граниты и гранитообразование

Гранитообразование в докембрии – весьма сложный процесс, длительно развивающийся в различных тектонических условиях. Это не случайно, т. к. именно в докембрии формируется слой земной коры континентального типа, именуемый гранитным. Этот слой, в отличие от раннеархейского протокорового, сформированного в результате глобальных процессов, образовывался путем разновозрастного последовательного наращивания на протокуру в локальных тектонических структурах [Свириденко, 1980]. Объединяет разновозрастные процессы образования гранитного слоя земной коры обязательное поступление из мантийных глубин Земли рассеянного флюидного потока, несущего в земную кору калий и сопутствующие редкие элементы. Как известно, в раннеархейской протокуре первичный калиевый полевой шпат отсутствует.

Содержание магматических интрузивных гранитов в составе гранитного слоя невелико. По подсчетам, на примере Карелии [Лишневицкий, 2000] доля нормальных гранитов в общей структуре гранито-гнейсового слоя составляет 6 % от площади слоя и 8 % от его объема. Следовательно, роль гранитов нормального ряда в составе раннедокембрийской сиалической коры не превышает 10 %.

Гранитный слой выделяется с учетом плотности слагающих пород. Большой объем в его составе принадлежит гранито-гнейсам, они образуются при метаморфизме осадочных пород, мощности которых в докембрии достаточно велики. Поскольку осадконакопление происходит в условиях мелководных бассейнов, то среди осадочных пород преобладают аркозовые песчаники, отвечающие по

составу граниту. Их преобразование при метаморфизме и воздействии мантийного флюидного потока, несущего калий, создают породы гранитного состава, преобладающие в составе гранито-гнейсовых ареалов позднеархейской ГЗО Карелии.

В пределах КС, как в комплексе древнейшего фундамента, так и среди гранито-гнейсовых ареалов лопия, крупные интрузии гранитов отсутствуют [Свириденко, 1974], хотя имеется множество разновозрастных жильных гранитных тел, в т. ч. и инъекционных мигматитов.

Гранитообразование Вокнаволоцкого блока приурочено к тектонически ослабленным зонам. Наибольшим распространением пользуются жильные граниты северо-восточного и северо-западного простирания. Самая высокая их концентрация относится к сдвиговым зонам северо-восточного простирания. Жилы обычно вертикальные либо крутопадающие. Мощность их обычно варьирует от нескольких десятков см до 1 м.

Макроскопически выделяются два типа гранитов. Один из них – светло-серые, иногда розовато-серые граниты с голубым кварцем, второй – граниты с мясо-красным калишпатом и темным кварцем (морионом). Соотношение этих гранитов изучено недостаточно. Широко развитые морионовые граниты в целом являются более поздними, и для них получен протерозойский изотопный возраст. В ряде мест наблюдалась приуроченность жил светло-серых гранитов с голубым кварцем к зонам трещиноватости, накладывающимся на морионовые граниты. Было также встречено несколько жил розовато-серых гранитов с голубым кварцем, секущих морионсодержащие мигматиты.

Для того чтобы оценить значимость этих типов гранитов в процессах корообразования, необходимо рассматривать гранитообразование во взаимосвязи с другими геологическими процессами. С этой целью указанные граниты изучались на обособленных площадях совместно с вмещающими породами.

Плаггиомикроклиновые граниты с голубым кварцем образуют ряд небольших тел между г. Малек-вара на западе и побережьем оз. Верхнее Куйто на востоке. На побережье мощность тел не превышает 100 м в направлении СВ 50–60°. В том же направлении ориентирована гнейсовидность в гранитах. В центральных частях наиболее мощных (до 200 м) тел гранитов развиты пегматоидные разновидности. К системе сближенных тел гранитов на г. Малек-вара пространственно приурочены мощные (до 30 м) жилы светлых желтоватых пегматитов с голубым кварцем. Подобные тела гранитов с голубым кварцем известны также в районе оз. Судно. Для них характерно непостоянное соотношение плагиоклаза и микроклина. Очень много эпидота, развитие которого сопровождается серицитизацией плагиоклаза. С разложением биотита выделяется сфен.

Граниты оказывают мигматизирующее воздействие на вмещающие породы. Макроскопически при мигматизации развиваются те же характерные черты пород, которые свойственны самим гранитам: появляется светлая розоватая окраска полевого шпата, но сохраняется голубой кварц, развивается эпидот. При сильной эпидотизации плагиоклаз серицитизируется, а биотит разлагается с образованием сфена и мусковита.

Морионовые граниты с кирпично-красным цветом полевого шпата по внешнему виду и по составу напоминают граниты рапакиви. Среди них выделяются средне- и мелкозернистые разновидности, а также крупнозернистые пегматоидные, где микроклин имеет тенденцию к образованию овоидов. Они обладают всеми признаками флюидонасыщенности. Контакты жил иногда четкие с зонами закалки, но чаще вдоль контактов наблюдается микроклинизация вмещающих пород. Жилы внедряются по зонам трещиноватости и имеют признаки многократного внедрения. Наиболее ранние жилы мигматизируют вмещающие породы и участвуют вместе с ними в складчатых дислокациях. Более поздняя система жил ориентирована в северо-восточном направлении. Эти жилы прямолинейны и приурочены к трещинам, вдоль которых происходит смещение ранних жил. Амплитуды смещения достигают 40 см. Самые поздние – прямолинейные системы жил, секущие ранние жилы, ориентированы в северо-западном субширотном направлении (СЗ 280–310°).

В краевой части Вокнаволоцкого блока известны также небольшие интрузии морионовых гранитов. С формированием морионовых гранитов связано повышение интенсивности регионального магнитного поля, так как, обладая повышенными концентрациями газов группы углерода при дефиците воды, они способствуют разложению биотита во вмещающих породах, вместо которого кристаллизуются магнетит и калишпат. Повышается парциальное давление кислорода.

Оба типа гранитов оказывают гранитизирующее воздействие на вмещающие породы, характер которого зависит от геохимического типа гранитов. Для сопоставления в табл. 1.10, 1.11 представлены главные пороодообразующие минералы гранитов и вмещающих биотитовых плаггиогнейсов.

Таблица 1.10. Микронзондовые анализы полевых шпатов гранитов и вмещающих гнейсов

		Образец	№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	Сумма			
														Плагиоклаз		
Граниты	с голубым кварцем	161-1	1	68,09		20			0,31	11,99			100,39			
			2	66,87		20,71			0,59	11,9			100,07			
		169-2	1	66,63		20,21			0,74	11,04				98,62		
			2	66,99		20,24			0,99	12,42				100,64		
		1010-1	1	67,68		20,17			0,52	11,61	0,45			100,43		
			2	66,79		22,16				10,98				99,93		
	морионовые	168-4	1	59,66		25,13			6,58	7,52	0,37			99,26		
			1	60,9		24,23			5,88	8,49				99,5		
		167-1	2	62,94		23,35			4,48	8,3	1,88			100,95		
			1	60,05		25,54			7,67	7,55				100,81		
1001-1	2	62,91		26,27			3,27	7,25	0,81				100,51			
	Вмещающие породы	эндербит	168-1	1	57,16		25,95			8,26	7,4			98,77		
2				59,12		27,06			8,05	7,24			101,47			
3				64,78		22,13			2,26	10,75				99,92		
диорито-гнейс		169-1	2	66,96		20,4			0,99	11,65				100		
			3	60,27		23,4			4,88	9,51				98,06		
			Калишпат													
Граниты	с голубым кварцем	161-1	1	63,08		18,13				0,48	16,89			98,58		
			1	64,05		18,67					16,82			99,54		
		169-2	2	63,88		18,5						17,15			99,53	
			1	64,32		18,59						16,8	1,25		100,96	
		1010-1	2	64,28		18,46						17,46	0,65		100,85	
			3	64,54		18,96						17,32			100,82	
	морионовые	168-4	1	64,58		18,81				1,03	16,46			100,88		
			2	62,77		18,31				1,39	15,89			98,36		
		167-1	1	65,13		18,6				1,15	16,11	0,75		101,74		
			2	63,57		18,64				2,18	14,76			99,15		
		1001-1	1	63,74		17,78	0,69			0,9	15,6				98,71	
			2	64,29		18,67				0,46	16,56				99,98	
		Вмещающие породы	эндербит	168-1	1	64,06		18,85				1,17	15,33	2,1		101,51
					2	61,87		18,65				0,97	15,27	1,32		98,08
диорито-гнейс	169-1		1	64,89		18,42					17,35			100,66		
			2	64,97		19,21					17,32			101,5		

Таблица 1.11. Микронзондовые анализы темноцветных минералов гранитов и вмещающих пород

Образец	№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	Cr ₂ O ₃	Сумма
Биотит													
168-4	1	34,76	3,79	17,36	20,57		9,03			10,02			95,53
	2	35,66	3,01	19,84	20,09		8,77			9,52			96,89
167-1	1	35,48	3,8	16,02	19,87	0,43	9,96			9,83			95,39
	2	35,99	3,91	16,09	18,36		9,81			10,12			94,28
1001-1	1	35,78	3,85	16,68	20,35		8,6			10,43	0,2		95,69
	2	36,48	2,96	16,9	20,16		8,77			10,26			95,53
168-1	1	34,44	3,83	17,59	20,2		7,9			10,28			94,24
	2	35,61	3,55	17,99	21,65		7,75			10,17			96,72
169-1	1	34,67	2,21	16,69	22,6		7,88			9,71	0,31		93,76
Мусковит													
1001-1	1	46,15		33,36	2,6		0,75			11,48			94,34
161-1	1	46,49	0,58	30,72	4,03		2,07			11,73			95,62
	2	44,1		29,35	3,96		2,58			11,04			91,03
169-1	1	47,96		28,98	4,31		1,74			11,99			94,98
Эпидот													
169-2	1	35,86		23,74	9,12			22,9					91,62
161-1	1	38,1		25,89	8,94			23,6					96,53
1010-1	1	38,42		24,1	12,01			24,11					98,64
	2	35,31		23,42	14,4			24,16					97,29
169-1	1	38,87		26,07	9,27			24,14					98,36

Примечание. Биотитовый плагиогнейс – 168-1; 169-1. Щелочной кварцевый сиенит – 168-4. Морионовые граниты – 167-1; 1001-1. Плагиомикроклиновые граниты – 169-2; 161-1; 1010-1.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Плагиоклаз плагиомикроклиновых гранитов так же, как и вмещающих пород, представлен преимущественно андезином, и лишь в небольшом количестве присутствует альбит. В плагиомикроклиновых с голубым кварцем гранитах, так же, как и во вмещающих породах, широко развита эпидот-альбит-калишпатовая ассоциация. В этом состоит принципиальное различие характеризуемых гранитов. Калишпат морионовых гранитов содержит натрий и образует пертиты, в чем он сопоставим с калишпатом гранитов рапакиви. Биотит в морионовых гранитах, так же, как и в гранитах рапакиви, высокожелезистый. Наличие двух генераций биотита, как в амфиболитах, так и в биотитовых плагиогнейсах (см. табл. 1.5), объясняется различным временем их образования. Если высокожелезистый биотит коррелируется с морионовыми гранитами, то встречающийся вместе с ним биотит умеренной железистости (см. табл. 1.5, 168-3, 163, 167 и др.) можно связывать с более ранней гранитизацией при инъекционной мигматизации гранитами с голубым кварцем. С последними, видимо, связана также кварц-эпидотовая и кварц-эпидот-альбитовая ассоциация, постоянно встречающаяся при диафорезе гранулитовых пород (см. рис. 1.10). Это согласуется с более ранним проявлением мигматизации под воздействием гранитов с голубым кварцем.

В целом можно говорить о двух системах взаимодействия флюидизированных гранитных расплавов и вмещающих пород. Морионовые граниты, сходные по составу с гранитами рапакиви, высокотемпературные. Калинатриевый полевой шпат сопоставим с аналогичным полевым шпатом гранитов рапакиви [Свириденко, 1974], температура кристаллизации которого превышает 1000 °С. Граниты с голубым кварцем – низкотемпературные. Главным признаком их низкой температуры кристаллизации является кварц-калишпат-альбитовая ассоциация, которая нередко наблюдается в виде пегматоидных сростаний. Кристаллизация сопоставляемых гранитных систем происходила при различных парциальных давлениях кислорода: при высоком P_{O_2} кристаллизовались высокотемпературные морионовые граниты и при низком P_{O_2} – мусковит-эпидотовые граниты. Смена условий кристаллизации при поднятии Вокнаволоцкого блока и чередование во времени проявления различных гранитов создавали сложность строения пород Вокнаволоцкого блока.

Состав двух типов жильных гранитов Вокнаволоцкого блока, несмотря на отмеченные геохимические различия, в принципе сопоставим (табл. 1.12).

Его главной особенностью является преобладание K_2O над Na_2O . Совместно с морионовыми гранитами присутствуют также кварцевые сиениты.

Таблица 1.12. Химический состав жильных гранитов Вокнаволоцкого блока

№ обр.	Окислы, вес. %																		
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	P ₂ O ₅	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Сумма	BaO	SrO
Морионовые граниты																			
168-4	66,84	0,31	16,57	0,55	1,44	0,014	0,68	1,61	2,41	8,41	0,043	0,64	0,11	0,002	0,016	0,0001	99,62	0,32	0,029
117-4в	68,92	0,15	16,4	0,48	0,64	0,01	0,22	1,1	2,9	8,66	0,19	0,25					99,92		
120-6	70	0,17	15,39	0,84	0,52	1,01	0,38	0,54	2,25	10	0,05	0,34					100,49		
167-1	72,28	0,22	14,53	0,6	1,15	0,018	0,52	2,19	3,54	4,23	0,16	0,27	0,11	0,0021	0,0085	0,0001	99,82	0,15	0,028
52-3	73,76	0,05	15,33	0,19	0,21	сл.	не обн.	2,02	2,96	5,27	0,13	0,26					100,18		
1001-1	74,36	0,08	14,6	0,29	0,86	0,011	0,3	2,48	3,03	3,89	0,19	0,12	0,02				100,23		
Плагиомикроклиновые граниты с голубым кварцем																			
33-5	68,66	0,6	15,68	1,27	2,38	0,04	0,83	1,76	2,8	5,11	0,1	0,72					99,95		
169-2	74,24	0,1	13,3	0,56	0,43	0,016	0,31	1,09	2,6	6,63	0,014	0,42	0,08	0,0016	0,0159	0,0001	99,79	0,17	0,019
161-1	71,44	0,1	15,13	0,93	0,29	0,022	0,31	1,89	3,52	6	0,14	0,39	0,08	0,0036	0,0106	0,0003	100,24	0,32	0,028
92	73,08	0,27	13,49	0,96	1,3	0,03	0,69	1,1	3,02	5,83	не обн.	0,37					100,14		
1010/1	73,94	0,14	13,86	0,78	0,86	0,022	0,83	1,09	6,34	1,66	0,13	0,29	0,05				99,99		

Гранитообразование позднеархейских ареалов Западной Карелии, несмотря на принципиальное сходство с гранитообразованием Вокнаволоцкого блока, имеет и определенное отличие. Сходство заключается в том, что здесь также энергетическим источником гранитообразования служит мантийный флюидный поток, несущий калий и сопутствующие редкие элементы. Процессы гранитообразования осуществляются в условиях общего поднятия и разуплотнения. Гранитообразование происходит многократно (от позднего архея до раннего протерозоя).

Наибольшим распространением здесь пользуются плагиомикроклиновые морионовые граниты. Гранитизация лопийских пород имеет выборочный характер. Интенсивно гранитизируются толщи, близкие по составу к граниту, либо наиболее проницаемые для мигматизирующих флюидов. Среди них наблюдаются слои или пачки слоев, устойчивые к гранитизации.

При отсутствии магматических интрузий породы гранитоидного состава образуются при взаимодействии жильного материала мигматитов и пород субстрата. Происходит массообмен, ведущий к сближению их составов. Вмещающая порода получает элементы, которые содержатся в ней в меньшем количестве, чем в гранитизирующем расплаве, и отдает элементы, содержащиеся в большем количестве. Здесь, как и в Вокнаволоцком блоке, плагиоклаз и темноцветные минералы жильных гранитов такие же, как во вмещающем субстрате. Значит, это не магматические породы.

Пользующиеся широким распространением в условиях регионально отрицательного гравитационного поля позднеархейские породы ТТГ состава представляют собой хорошо «усвоенные» терригенные породы лопия. Об их неинтрузивной природе свидетельствуют прежде всего купольные структуры.

В позднеархейских породах широко развиты жильные морионовые граниты, приуроченные к тектонически активным зонам и известные в литературе как селецкие граниты. Их проявление связано с протерозойской тектоно-магматической активизацией. Примером может служить Тулосская зона раннепротерозойской тектоно-магматической активизации (см. рис. 1.11), ориентированная в направлении СЗ 310° и секущая структуры позднеархейских пород. Наиболее ранними здесь являются дайки долеритов, которые секутся гранитами. Возраст морионовых гранитов оценивается как сариолийский. Гранитная магма проникает в дайки по трещинам, образуя маломощные гранитные прожилки, амфиболизирующие долериты.

Морионовые граниты – субщелочные, характеризующиеся непостоянством содержания K_2O , иногда превышающего 10 % (табл. 1.13). Содержание SiO_2 в них также непостоянно, и поэтому состав варьирует от субщелочного гранита до сиенита. Специфической особенностью рассматриваемых гранитов является гнездообразное распределение магнетита, что находится в соответствии с положительным характером магнитного поля КС. Связанные с ними процессы гранитизации происходят в условиях повышенной щелочности.

Таблица 1.13. Химический состав субщелочных гранитов и сиенитов Западной Карелии

№ обр.	Вес. %												Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	
408/2	62,4	0,19	19,68	0,39	1,03	0,014	0,81	1,7	3,81	9,7	0,03	0,38	100,13
445/4	66,96	не обн.	18,28	0,75	0,28	0,001	0,02	1,78	3,68	8,44	0,13	0,12	100,44
406/1а	67,45	0,82	15,61	1,23	2,93	0,02	0,61	1,58	3,12	5,97	0,28	0,42	100,04
88-4	69,04	0,39	15,13	1,34	2,14	0,04	0,72	1,66	3,12	5,71	0,04	0,58	99,91
231-2	69,62	0,29	16,41	0,72	0,72	0,02	0,41	1,58	4	6,18	0,05	0,38	100,38
406/1в	71	0,02	15,26	0,17	0,14	сл.	0,07	0,38	1,9	10,58	0,12	0,18	99,82
439/2	74,86	0,04	13,62	0,19	0,5	0,02	сл.	0,26	2,5	8,06	0,13	0,17	100,35
438/2	74,87	сл.	14,79	0,14	0,31	сл.	не обн.	1,56	3,64	4,86	0,13	0,05	100,35
52/5	73,02	0,14	14,76	0,43	0,79	0,01	0,09	1,04	2,19	6,76	0,14	0,22	99,59
526	73,68	0,14	14,07	0,53	0,49	0,02	0,17	0,86	2,88	6,52	0,07	0,28	99,71
259/2	72,11	0,17	15,51	0,66	0,78	0,01	0,49	1,95	3,16	4,85	0,08	0,28	100,05
856	76,66	0,05	13,18	0,27	0,21	0,007	0,04	0,58	2,66	5,75	0,11	0,15	99,66
47/4	67,53	0,48	16,59	0,92	1,93	0,057	1,13	2,64	3,05	5,33	0,15	0,68	100,48
161/3а	71,74	0,28	15,59	0,36	0,86	0,02	0,46	2,4	4	4	0,02	0,53	100,25
407	75,57	0,01	13,61	0,81	0,65	0,01	не обн.	1,1	2,9	5,21	0,08	0,46	100,41
249	74,96	0,05	13,81	0,35	0,28	0,01	0,11	1,02	3,5	5,14	0,22	0,34	99,79
1104	67,18	0,72	15,73	1,96	2,01	0,05	0,87	2	3,33	5,11	0,07	0,87	99,9
1106	69,46	0,5	14,97	1,26	2,08	0,04	0,44	1,08	3,29	6	0,09	0,52	99,73
892/2	77,41	сл.	12,3	0,79	0,64	0,03	0,07	0,38	2,12	6,11	0,17	0,36	100,38
1098/1	76,16	0,08	12,89	0,35	0,43	0,01	сл.	1,02	3	5,9	0,03	0,24	100,11
770/1	66,32	0,09	17,46	0,58	0,43	0,01	0,09	0,8	2,55	10,68	0,18	0,31	99,5
1068	74,72	0,08	13,77	0,5	0,39	0,03	0,05	0,94	3,57	5,6	0,06	0,36	100,07
949/2	69,74	сл.	15,69	0,19	1,15	0,02	сл.	0,82	2,2	9,32	0,06	0,26	99,95
2052	75,3	0,04	12,99	0,41	0,65	0,03	сл.	0,76	3,09	6,46	0,1	0,51	100,34

**1.4. СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ КОСТОМУКШСКОГО РУДНОГО РАЙОНА
И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ**

1.4.1. Стратиграфия позднеархейских комплексов

Костомукшский железорудный район расположен в СЗ части Западно-Карельской структурно-формационной зоны, в 50 км южнее системы Куйто. Геологическое строение его изучалось многими исследователями (С.А. Дюков, К.К. Судиславлев, П.А. Гурвич, С.И. Эвенчик, М.М. Стенарь, В.Я. Мейльбаум, В.М. Чернов, В.И. Робонен, К.А. Инина, В.И. Коросов, Ю.И. Лазарев, В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская, В.Н. Кожевников, Е.Ф. Белоусов, А.А. Налимов, Г.В. Руденко, Е.М. Михайлюк и др.) и нашло свое отражение в многочисленных публикациях [Чернов, Стенарь, 1960, 1961; Кратц, 1963; Чернов и др., 1970; Лазарев, 1971; Геология и металлогения..., 1981; Вулканизм архейских..., 1981; Горьковец, Раевская, 1983, 1986, 1991, 2004, 2006 и др.].

Вопрос о положении лопийских образований в стратиграфической шкале докембрия Карелии, а также внутренней стратиграфической последовательности пород на разных этапах изучения решался различно.

Наиболее спорными являлись вопросы стратиграфической последовательности пород и первичной природы (генезиса) супракрустальных толщ. При установлении стратиграфических подразделений ранее исследователи в составе Костомукшского метаморфического комплекса, относимого по возрасту в то время к нижнему протерозою, выделили две группы пород – отложения гимольской серии (лопий) и основные эффузивы большезерской серии (сумий) [Чернов, Стенарь, 1961; Кратц, 1963; Чернов, 1964; Чернов и др., 1970; Лазарев, 1971 и др.].

В результате детальных работ, проведенных в 1971–2013 гг. Институтом геологии Карельского научного центра АН СССР и производственными организациями (СЗТГУ МГ РСФСР), получен фактический материал, который положен в основу и учтен в последующих представлениях о стратиграфическом расчленении пород Костомукшского метаморфического комплекса, первичной их природе и тектоническом строении, что нашло отражение в научных отчетах и многочисленных публикациях [Горьковец, Раевская, 1977, 1986, 2004; Вулканизм архейских..., 1981; Геология и металлогения..., 1981; Стратиграфия..., 1984; Геология Карелии, 1987; Железисто-кремнистые..., 1988; Геология и метаморфизм..., 1991; Раевская и др., 1992; Стратиграфия..., 1992; Металлогения..., 1999 и др.].

Стратиграфическая схема позднеархейских образований Костомукшского железорудного месторождения с новыми названиями стратиграфических подразделений была признана в 1980 г. на выездной сессии Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) СССР по раннему докембрию в г. Петрозаводске и в дальнейшем была утверждена Решением МСК в 1982 г.

В геологическом строении лопийских комплексов принимают участие разнообразные высокометаморфизованные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования, участками интенсивно мигматизированные различными гранитами и прорванные пластовыми силлами и жильными телами кислых, основных и ультраосновных пород этого же возраста (табл. 1.14).

Лопийские образования Костомукшской структуры имеют трехчленное строение – нюкозерская, контокская и гимольская серии (рис. 1.13) [Горьковец и др., 1981, 1991 и др.].

Вопросы генетической природы позднеархейских железорудно-сланцевых образований, структурного положения, стратиграфической последовательности супракрустальных и инфракрустальных комплексов нами опубликованы в монографиях и статьях [Горьковец, Раевская, 1977, 2004; Горьковец и др., 1981, 1991; Раевская и др., 1992; Металлогения Карелии, 1999 и др.].

Нижняя часть разреза лопия представлена преимущественно гнейсами и гранито-гнейсами, являющимися высокометаморфизованными аренитовыми осадками аркозового типа.

Верхняя часть разреза разделена на две контрастные по генетической природе серии – нижнюю контоксую, включающую вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования коматиитового, базальтового и риолит-дацитового состава, и верхнюю гимольскую, сложенную породами исключительно осадочного генезиса – терригенными турбидитовыми флишевыми осадками и магнетитовыми кварцитами. Серии разделены базальными полимитовыми конгломератами.

Архейская площадная кора химического выветривания в пределах Карельского кратона на одном стратиграфическом уровне была установлена в Костомукшском, Гимольском (Суккозеро) месторождении [Горьковец, Раевская, 1983, 1988 и др.], Койкарской структуре [Светова, 1988], Кескиярви (Иломантси, Финляндия) [Tuukki et al., 1987], Хизоваара [Кожевников, 2000].

Таблица 1.14. Схема расчленения супракрустальных пород Костомукшского стратиграфического полигона [Горьковец, Раевская, 2004, с. 102]

Международ. шкала [Ogg et al., 2008]	Комплекс	Возрастные рубежи, млн лет	Серия	Свита	Литолого-стратиграфический состав	Мощность, м	Возраст, млн лет								
							Sm/Nd	Nd	Авторы	U-Pb	Авторы				
Неорхей		2600			Лампроиты. Кимберлиты интрузивные комплексы: гранодиориты андезиты дайковые микроклиновые граниты плагио-микроклиновые граниты микролин-плагиоклазовые граниты геллифлинты (силл)	1230					2660	Щербак Н.П. Бибикова Е.В. Бибикова Е.В. Бибикова Е.В. Бибикова Е.В. Лобач-Жученко С.Б. Hölttä et al., 2012			
		2720									2700		2710	2720	2707±31
		2700									2720±100				2700
2800			Гимольская	Хедозерская	кварцито-песчаники, кварцевые гравелиты, конгломераты	100–1300									
				Сурлампинская	Кварц-биотитовые и биотит-кварцевые сланцы с гранатом, ставролитом, андалузитом, с редкими прослоями магнитсодержащих кварцитов										
Мезархей		2850±30	Контоская	Костомукшская	Железистые кварциты; углеродсодержащие сланцы; кварц-биотитовые и биотит-кварцевые сланцы	80–1140									
				Суккозерская	Полимиктовые конгломераты, грауваки										
				Рувинваарская	Перерыв, коры химического выветривания Метабазальты, коматииты, углеродсодержащие сланцы, силикатные кварциты										
				Шурловаарская	Метариодациты, магнетитовые сланцы и кварциты, углеродсодержащие сланцы										
3200	Палео-архей	3150±50	Нюккозерская	Ниемиярвинская	Метабазальты, магнетитовые сланцы и кварциты, коматииты	5–1300									
				Перерыв	Биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-амфиболовые, мусковитовые и двуслюдяные гнейсы и гранитогнейсы; метапесчаники										
					Перерыв Плагиогнейсограниты и гнейсогранитоиды, гранулиты, эндербиты	более 1000									

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

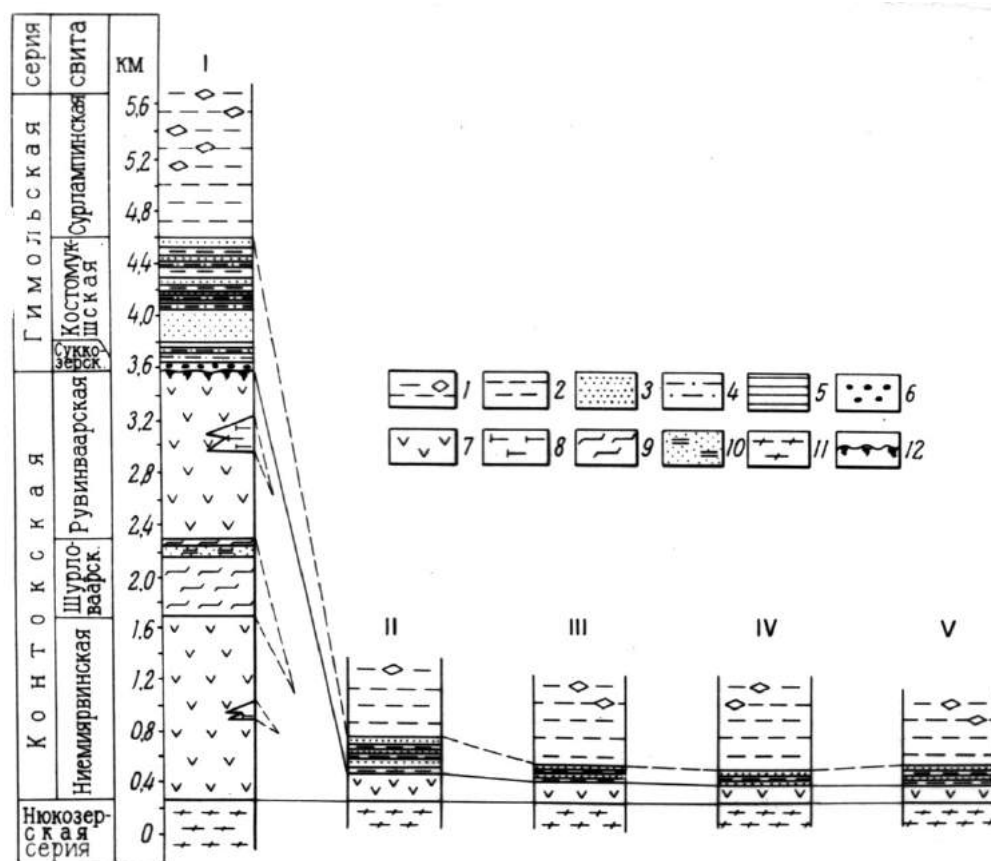


Рис. 1.13. Литолого-стратиграфическая схема лопийских образований
Костомукшского геологического поля:

1 – гранат-кварц-биотитовые сланцы; 2 – полевошпат-кварц-биотитовые сланцы; 3 – магнетитовые кварциты; 4 – углеродсодержащие филлиты; 5 – малорудные сульфидсодержащие кварциты; 6 – полимиктовые конгломераты; 7 – метабазалты; 8 – коматииты; 9 – вулканиты риодацитового состава; 10 – магнетитовые сланцы и кварциты; 11 – аренитовые (аркозовые) метаосадки; 12 – площадная кора химического выветривания. Геологические участки: I – Костомукшское месторождение; II – Корпанское месторождение; Магнитные аномальные участки: III – Северо-Костомукшский участок; IV – Мутаярвинский участок; V – Южно-Костомукшский участок

В составе архейских супракрустальных толщ выделяются:

1. Плагинейсо-граниты, гнейсогранодиориты и мигматиты по этим породам, рассматриваемые [Проблемы..., 1976; Этапы и типы..., 1981; Геология Карелии, 1987 и др.] в качестве фундамента супракрустальных лопийских серий.

2. Лопийские образования, имеющие трехчленное строение, разделяются на нюкозерскую, контоксую и гимольскую серии (см. табл. 1.14).

Нюкозерская серия представлена разнообразными гнейсами по метапесчаникам. Предполагаемая ее мощность первые сотни метров – тысяча метров.

В составе *контоксой серии*, сложенной вулканогенно-осадочными и вулканогенными метаморфизованными образованиями, выделяются: нижняя – ниemiaрвинская, средняя – шурловаарская и верхняя – рувинваарская свиты. Мощность контоксой серии варьирует в широких пределах, от 100 до 3000 м. Среди вулканитов основного и ультраосновного состава контоксой серии присутствуют дайковые фации этих вулканитов, представленные соответственно габбро-амфиболитами и серпентинитами.

Гимольская серия, в строении которой принимают участие исключительно метаосадочные породы, разделяется на три свиты: суккозерскую, костомукшскую и сурлампинскую.

– Суккозерская свита, базальная для гимольской серии, имеет мощность 0–90 м.

– Костомукшская свита, в свою очередь, подразделяется на две подсвиты: нижнекостомукшскую железорудную и верхнекостомукшскую. Мощность костомукшской свиты 80–1140 м.

– Сурлампинская, существенно сланцевая свита, имеет мощность 100–1200 м.

Суммарная мощность гимольской серии колеблется от 180 до 2340 м.

Среди магматических и ультрамафических комплексов архея в районе выделяются:

3. Габбро-амфиболиты, являющиеся дайковой фацией основных эффузивных образований лопия.

4. Дайковая фация коматиитов, представленная серпентинитами.

5. Метаморфизованные пластово-секущие силлы ультраосновных пород – тальк-хлоритовые, тальк-карбонатные, тремолитовые, актинолитовые сланцы.

6. Субвулканические и пластово-секущие силлы риолитов и риодацитов.

7. Плагноклазовые, плаггио-микроклиновые и микроклин-плагноклазовые граниты и пегматиты.

8. Гранодиориты и дайки андезитового и долеритового состава. Амфиболитизированное габбро (нижний протерозой).

Мезопротерозойские (рифейские, 1230 млрд лет) образования представлены дайковым комплексом ультраосновных щелочных пород лампроитов, лампрофиров, кимберлитов и биотит-карбонатных сланцев.

Нюкозерская серия

Нижняя часть разреза лопийских образований представлена отложениями нюкозерской серии и перекрывается вулканогенно-осадочными породами контоксской серии. Реликты нюкозерской серии, имеющей достаточно широкое развитие на данной территории, отмечаются повсеместно. Однако наиболее полные разрезы и наименее измененные породы развиты на крыльях Костомукшской и Хедозеро-Большезерской структур.

Нюкозерская серия сложена биотитовыми, гранат-ставролит-биотитовыми, гранат-биотитовыми, мусковитовыми, двуслюдяными гнейсами и гранитогнейсами. В меньшем объеме в составе серии присутствуют слоистые гранатовые с сульфидами и магнетитом безрудные кварциты и мало-мощные прослои полевошпатовых кварцитов.

Породы серии интенсивно мигматизированы разнообразными гранитами и прорваны жильными и дайковыми телами основных, ультраосновных, кислых пород и пегматитов.

На основании литологических структурных наблюдений минерального состава пород, характера контактовых взаимоотношений с перекрывающими образованиями гнейсы нюкозерской серии были включены в нижнюю часть разреза лопия (суккозерская свита) [Геология и металлогения..., 1981; Стратиграфия..., 1984; Геология Карелии, 1987; Геология и метаморфизм..., 1991; Стратиграфия докембрия..., 1992, табл. 2, с. 18; Горьковец, Раевская, 2004].

Вопрос о месте толщи в стратиграфическом разрезе района, а также их взаимоотношения с гранито-гнейсами и гнейсо-гранитами куполов представляется наиболее дискуссионным и требует дальнейшего продолжения исследований. Сложность в решении этого вопроса заключается в том, что нюкозерская толща слагает основание разреза лопия, располагаясь на крыльях синклинальных структур, и контактирует с породами более древнего раннеархейского гранулитового комплекса, за счет денудации которого она сформировалась. Близкий химический и минеральный состав тех и других образований, интенсивная мигматизация не позволяют проследить контактовые взаимоотношения плаггио-гнейсо-гранитов основания, выступающих в купольных структурах в Вокнаволоцком блоке, с супракрустальными образованиями нюкозерской толщи. Мощность разрезов этой толщи достигает на отдельных участках района 300–500 м. Нижняя же ее граница буквально «тонет» в полях мигматитов плаггио-микроклиновых и микроклиновых гранитов. Исходя из этого становится понятной сложность выделения гнейсовых образований базальных частей лопия, т. к. нам известна лишь верхняя часть разреза этой толщи, непосредственно контактирующая с основными вулканитами контоксской серии. На основании характера литологических и текстурных особенностей пород, структурных наблюдений в них и стратиграфического положения в разрезе супракрустальных образований можно предположить, что разрез нюкозерской серии района Костомукшского месторождения можно сопоставить с нижней частью разреза района озер Челмозеро – Нюкозеро – высокоглиноземистыми и сильно мигматизированными биотитовыми гнейсами [Белоусов и др., 1975]. Мощность гнейсов в Нюкозерской структуре достигает сотен метров.

Характер одного из наиболее полных разрезов на южном участке Костомукшского месторождения приведен в работе Робонена, Коросова [1966], из которой явствует, что этот разрез представлен довольно монотонной толщей. В ней широко развиты биотитовые, мусковитовые гнейсы и

гранитогнейсы с реликтами первичной слоистости. Эти гнейсы послойно мигматизируются плагио-микроклиновыми и микроклиновыми гранитами с интенсивно развитым микроклиновым порфиروبластезом. Видимая мощность нюкозерской серии в этом разрезе составляет не менее 300 м.

В пределах восточных аномальных зон были также отмечены многочисленные выходы пород серии, в которых наблюдалось тонкое чередование биотитовых, мусковитовых, биотит-мусковитовых гнейсов 0,1–0,5 м мощностью, что характеризует первичный литологический состав древнейших осадочных образований.

Химический состав пород в этом разрезе отражает общую тенденцию возрастания общего и свободного кремнезема, а также глинозема от гнейсо-гранитов вверх по разрезу серии. В этом же направлении количество щелочей (в основном Na_2O) и K_2O постепенно снижается.

Контокская серия

Контокская серия имеет повсеместное развитие в пределах железорудных районов – Костомукшского, Совдозерского, Иломанси – Мотко, где она располагается в крыльях синклинальных структур (см. рис. 1.13).

Породы серии в Костомукшском районе расчленяются на три свиты (снизу вверх) – ниemiaрвинскую, шурловаарскую и рувинваарскую. В районе южного участка Костомукшского месторождения, в центральной части Корпангской структуры кислые вулканиты шурловаарской свиты мигматизируются и выклиниваются, а основные вулканиты резко сокращаются в мощности, а на восток общей Костомукшской структуры прослеживаются в виде маломощной (50–100 м) нерасчлененной контокской серии, окаймляющей гранито-гнейсовые купольные структуры.

Ниemiaрвинская свита

Породы ниemiaрвинской свиты в западной и юго-западной части Костомукшского синклинория, где представлены преимущественно основными вулканитами и незначительно коматиитами (метатифитами) [Стратиграфия докембрия..., 1992, табл. 5, с. 26] и магнетитсодержащими силикатными кварцитами [Стратиграфия докембрия..., 1992, табл. 4, с. 24], составляющими в объеме свиты менее 0,2 %. Нижняя граница ниemiaрвинской свиты определяется налеганием основных эффузивных образований на биотитовые гнейсы по метапесчанникам нюкозерской толщи (см. рис. 1.13), вскрытые в южной и западной частях Костомукшской синклинали. В контактовой зоне выявлено воздействие плагио-микроклиновых гранитов на metabазальты ниemiaрвинской свиты.

Верхняя граница свиты проходит по верхнему контакту основных вулканитов и подошве существенно пирокластической толщи вулканитов шурловаарской свиты.

Для вулканитов основного состава ниemiaрвинской свиты, по составу соответствующих кварцевым толеитам, характерно резкое преобладание лав [Горьковец, Раевская, 1975, 1988; Геология и металлогения..., 1981, табл. 2, с. 51; Стратиграфия докембрия..., 1992, табл. 3, с. 22, 23]. Среди них по текстурным особенностям и минеральному составу выделяются: а) полевошпат-роговообманковые и эпидот-полевошпат-роговообманковые сланцы с реликтами текстур подушечных лав; б) полевошпатовые амфиболиты массивные; в) гранат-полевошпат-роговообманковые полосчатые (слоистые) сланцы; г) мандельштейны (редкие).

Наибольшим распространением пользуются полевошпат-роговообманковые сланцы по metabазальтам с текстурой подушечных лав. В больших расчистках возможно по форме шаров определить направление кровли в лавовых потоках и положение вулканогенных толщ в стратиграфическом разрезе.

Основные вулканиты свиты имеют потоковое строение. Нижние элементы потоков чаще представлены массивными лавами, верхние – лавами с шаровой подушечной текстурой. Мощность потоков – первые метры до 10 м. Общая мощность основных эффузивов ниemiaрвинской свиты изменяется от 250–300 м до 1300 м.

Шурловаарская свита

Выше основных вулканитов ниemiaрвинской свиты Костомукшского синклинория расположена вулканогенно-осадочная существенно пирокластическая толща кислого состава, с которой тесно

ассоциируют железисто-кремнистые породы. Эта толща в виде стратифицированного горизонта субмеридионального простирания прослежена более чем на 20 км. Мощность ее в центральной части составляет 550–600 м.

Кислые вулканиты процессами складчатости в центральной части Костомукшского синклинария выведены из-под перекрывающих их основных вулканитов рувинваарской свиты и в плане образуют вторую полосу вулканитов, прослеживающуюся до центральной антиклинальной части участка Корпанга.

Среди вулканитов кислого состава шурловаарской свиты по текстурно-структурным особенностям выделяются монотонные кристаллические сланцы риодацитового состава порфирированные, слюдястые (мусковитовые), кварц-полевошпатовые сланцы со слоистой текстурой и текстурой брекчий, представляющие собой метаморфизованные кристаллические туфы, слоистые пепловые туфы и туффиты с примесью глинистого, кремнистого, карбонатного материала, агломератовые и лапиллиевые туфы [Горьковец, Раевская, 1975; Геология и металлогения..., 1981, табл. 5, 6, с. 63, 64; Стратиграфия докембрия..., 1992, табл. 6–8, с. 28–31]. По площади и в стратиграфическом разрезе наблюдается фациальная смена кислых пирокластов.

Характерной особенностью туфов и туффитов является наличие тонкой асимметричной ритмичной слоистости или грубой неясной слоистости. Кислые вулканиты и особенно слюдястые тонкослоистые сланцы участками насыщены пирротином и пиритом. Содержание сульфидов достигает 2–5 %.

С кислыми вулканогенно-осадочными породами тесно ассоциируют и переслаиваются углеродсодержащие сланцы и железисто-кремнистые породы, представленные биотит-магнетит-кварцевыми, кварц-биотит-магнетитовыми неслоистыми сланцами и биотит-роговообманко-магнетитовыми тонкослоистыми или грюнерит-биотитовыми грубослоистыми кварцитами, мощность которых варьирует от 1–1,5 до 5–70 м [Стратиграфия докембрия..., 1992, табл. 9–11, с. 33–35].

Рувинваарская свита

Рувинваарская свита характеризуется широким развитием метавулканитов основного (толеитовые базальты) и ультраосновного коматиитового состава, среди которых встречаются редкие маломощные и быстровыклинивающиеся прослои слюдястых углеродсодержащих и биотит-кварц-полевошпатовых сланцев.

Основные вулканиты свиты имеют полевошпат-роговообманковый и эпидот-полевошпатароговообманковый состав, развивающийся по метабазальтам с текстурой «шаровых» подушечных лав [Стратиграфия докембрия..., 1992, табл. 13, с. 44–45].

Наиболее широким распространением, как и среди основных вулканитов ниemiaрвинской свиты, пользуются полевошпат-роговообманковые сланцы с текстурой дифференцированных «шаровых лав», в которых в большинстве случаев по форме шаров можно определить кровлю лавовых потоков.

Ультраосновные метавулканиты в составе свиты располагаются в ее средней части и представлены коматиитами и коматиитовыми базальтами (перидотитовые, пироксенитовые), коматииты и коматиитовые базальты по Arndt (2008) [Коматииты и высокомагнезиальные..., 1988] (см. рис. 1.13). Коматииты и коматиитовые базальты прослеживаются в виде полос субмеридионального простирания. Несмотря на их интенсивную серпентинизацию, в коматиитах сохраняются реликты текстур и структур эффузивных пород, что позволило выделить ряд текстурных разновидностей: лавы массивной, шаровой и автобрекчиевой текстуры, разнообразные туфы и субвулканические тела коматиитов [Геология и метаморфизм..., 1991; Стратиграфия докембрия..., 1992, табл. 14–17, с. 46–55].

Для коматиитов характерны потоки, имеющие различное строение [Коматииты и высокомагнезиальные..., 1988], в которых можно определить кровлю – подошву потоков. Среди потоков коматиитов крайне редко, но отмечаются силициты.

Мощность коматиитов и коматиитовых базальтов достигает 400 м. К флангам Костомукшской синклинали коматииты выклиниваются.

Общая мощность пород рувинваарской свиты контоксской серии изменяется от 1300 м в центральной части Костомукшской синклинали до 100 м к ее флангам.

Гимольская серия

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования контоксской серии перекрываются метаосадочными породами гимольской серии, которые представлены железистыми кварцитами в ассоциации со слюдистыми сланцами, а также углеродсодержащими филлитовидными сланцами, полимиктовыми конгломератами в районах Карелии – Костомукшском, Гимольском и в Финляндии – Кухмо, Суомуссалми, Иломантси, Кескиярви.

Детальные геологические исследования контактовых взаимоотношений осадочных пород – конгломератов и граувакк с подстилающими вулканогенными комплексами на этом стратиграфическом уровне были выявлены в Костомукшском, Гимольском, Койкарском, Хизоваарском участках Карелии, а также на участке Кескиярви (Коверо) в Финляндии архейской площадной коры химического выветривания [Горьковец, Раевская и др., 1983, 1986, 1991].

Стратиграфическая последовательность, литологические особенности пород гимольской серии (ритмичная слоистость, цикличность седиментации), вещественный состав, петрохимические особенности, фациальные изменения осадочно-метаморфических толщ, генетическая связь железисто-кремнистых осадков с вышележащими сланцевыми толщами детально разработаны и отражены в многочисленных публикациях [Чернов, 1959, 1964; Чернов, Стенарь, 1960, 1961; Кратц, 1963; Чернов и др., 1970; Лазарев, 1971; Чернов, Горьковец, 1971; Горьковец, 1977; Горьковец, Раевская, 1977, 1983, 1986, 2004 и др.], данные которых использовались в этой работе.

Стратиграфически осадочные образования гимольской серии расчленяются на три свиты (снизу вверх): суккозерскую, костомукшскую и сурлампинскую. В свою очередь, костомукшская свита подразделяется на две подсвиты – нижнекостомукшскую и верхнекостомукшскую (см. рис. 1.13).

Суккозерская свита

Суккозерская свита включает базальные образования, они выделены в ранг базальной свиты, что является важнейшим стратиграфическим репером структурно-геологической истории развития региона. Эти образования мы сопоставляем с конгломератами Гимольского железорудного района, которые ранее были выделены В.М. Черновым в суккозерскую свиту [Чернов, 1964; Чернов и др., 1966, 1970].

Образования суккозерской свиты перекрывают площадную кору химического выветривания, развитую на metabазальтах контоксской серии. В составе свиты выделяются слоистые метаграувакки [Стратиграфия докембрия..., 1992, табл. 18] с обломками metabазальтов и полимиктовые конгломераты (рис. 1.14).

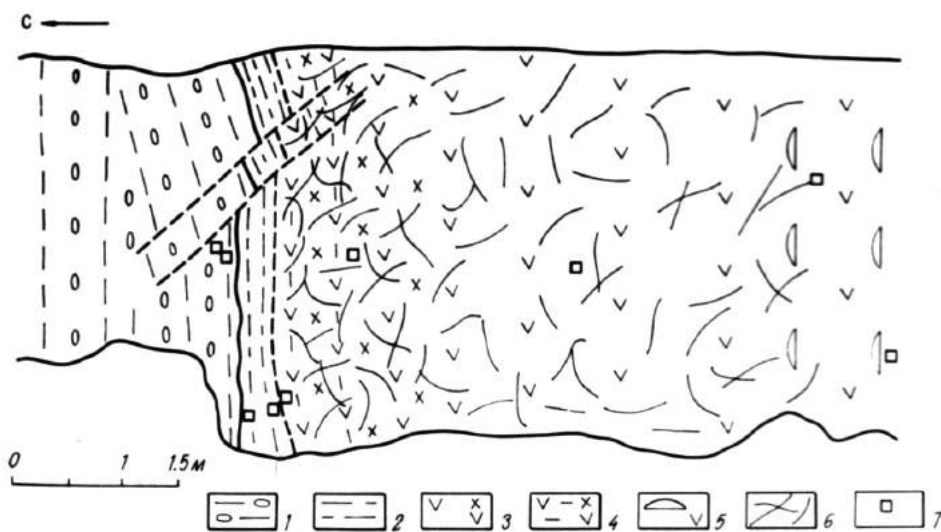


Рис. 1.14. Контакт метаморфизованной коры выветривания и metabазальтов контоксской серии Костомукшского рудного поля:

1 – конгломераты; 2 – граувакки; 3 – гранат-амфибол-полевошпатовые сланцы; 4 – гранат-биотит-амфиболовые сланцы; 5 – metabазальты с текстурой шаровых лав; 6 – полевошпат-кварцевые и карбонатные прожилки; 7 – места отбора проб для аналитических работ

Наиболее полный разрез суккозерской свиты района установлен в центральной части Костомукшского месторождения, где она представлена метаграувакками и конгломератами. Состав обломочного материала конгломератов определяется составом подстилающих пород. Основной объем галечного материала представлен вулканитами риодацитового состава, хемогенным кварцем железистых кварцитов шурловаарской свиты, основными вулканитами, плагио-гранито-гнейсами раннего архея. Цемент – полевошпат слюдястый. Мощность пласта конгломератов 0–80 м.

Мощность пород суккозерской свиты Костомукшского района изменяется от 3 до 80 м.

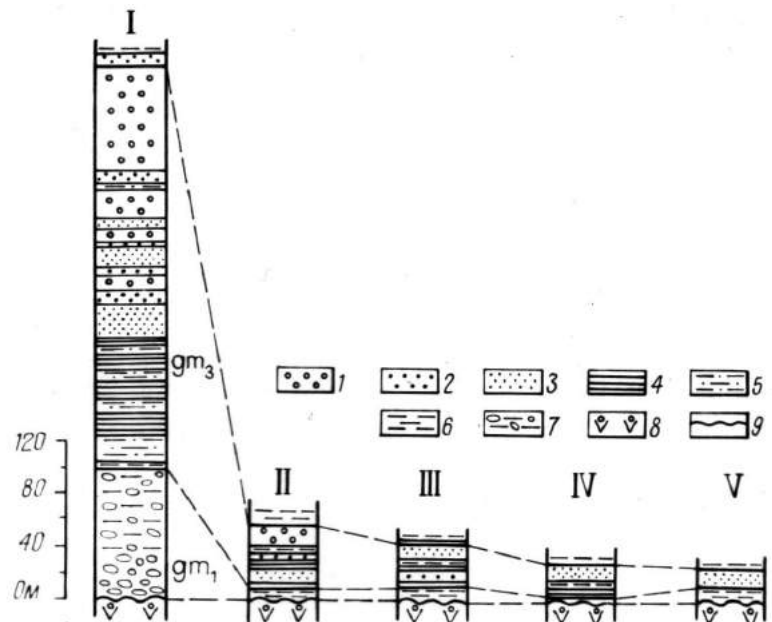
Костомукшская свита

Образования костомукшской свиты наибольшее развитие имеют в пределах всех железорудных районов Карелии. Эта продуктивная, содержащая основные запасы железных руд свита сложена исключительно осадочными породами: терригенными метаморфизованными песчано-глинистыми осадками флишевого типа, преобразованными процессами метаморфизма в слюдястые ритмичнослоистые сланцы; углеродсодержащими глинистыми осадками с сульфидной минерализацией [Стратиграфия докембрия..., 1992, табл. 18–20, с. 57–59]. Наибольшее распространение среди пород свиты получили хемогенные железисто-кремнистые осадки, превращенные метаморфизмом в железистые кварциты биотит-магнетитового, грюнерит-магнетитового, роговообманко-грюнерит-магнетитового, кроссит-магнетитового, актинолит-магнетитового, биотит-грюнеритового составов [Стратиграфия докембрия..., 1992, табл. 19, с. 60–61].

В зависимости от соотношения перечисленных рудных и нерудных типов пород в составе костомукшской свиты выделяются две подсвиты: нижнекостомукшская, существенно железорудная и верхнекостомукшская, с примерно равным соотношением железорудных и слюдястых сланцевых пластов.

Нижняя граница нижнекостомукшской подсвиты проходит по основанию пачки углеродсодержащих филлитовидных железорудных сланцев на всех месторождениях и рудопроявлениях района.

В составе подсвиты выделены три крупных седиментационных цикла [Чернов и др., 1970] (рис. 1.15), нижние элементы их сложены филлитовидными углеродсодержащими кварц-биотитовыми и кварц-серицитовыми с сульфидами сланцами, а также слюдястыми кварц-биотитовыми и биотит-(полевошпат)-кварцевыми сланцами флишевого типа [Геология и металлогения..., 1981].



1–4 – железистые кварциты; 1 – щелочно-амфибол-магнетитовые; 2 – биотит-магнетитовые; грюнерит-магнетитовые; 3 – грюнерит-биотит-магнетитовые, магнетит-грюнеритовые; 4 – биотитовые, грюнеритовые, грюнерит-роговообманко-биотитовые; 5 – кварц-биотитовые и кварц-серицитовые углеродсодержащие сланцы; 6 – биотит-кварцевые и кварц-биотитовые сланцы; 7 – полимиктовые конгломераты; 8 – метабазалты контоксской серии; 9 – коры выветривания. gm_1 – суккозерская свита; gm_2 – нижнекостомукшская подсвита. I – Костомукшское месторождение, II – месторождение Корпанга, III – Северо-Костомукшская аномалия, IV – Мутяярвинская аномалия, V – Южно-Костомукшская аномалия

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Верхние элементы циклов представлены разнообразными железистыми кварцитами. Характерно, что в каждом из последующих циклов в разрезе свиты объем слюдистого нижнего элемента цикла уменьшается и возрастает объем верхнего железорудного элемента осадочного цикла. Причем как в разрезе каждого цикла, так и в каждом последующем осадочном цикле выявляется определенная закономерность, заключающаяся в увеличении количества железа в форме магнетита вверх по разрезу свиты, так что наиболее «богатые» разновидности железистых кварцитов приурочены к верхнему осадочному циклу и имеют там максимальную мощность, достигающую 220 м.

В составе нижнекостомукшской подсвиты объем железистых кварцитов составляет до 80 % объема разреза.

Верхнекостомукшская подсвита состоит примерно в равных соотношениях из пластов разнообразных железистых кварцитов и ритмичнослоистых полевошпат-кварц-биотитовых, биотит-кварцевых сланцев – турбидитов флишевого типа с высокоглиноземистыми минералами, углеродсодержащих слюдистых филлитовидных сланцев с сульфидами (рис. 1.16).

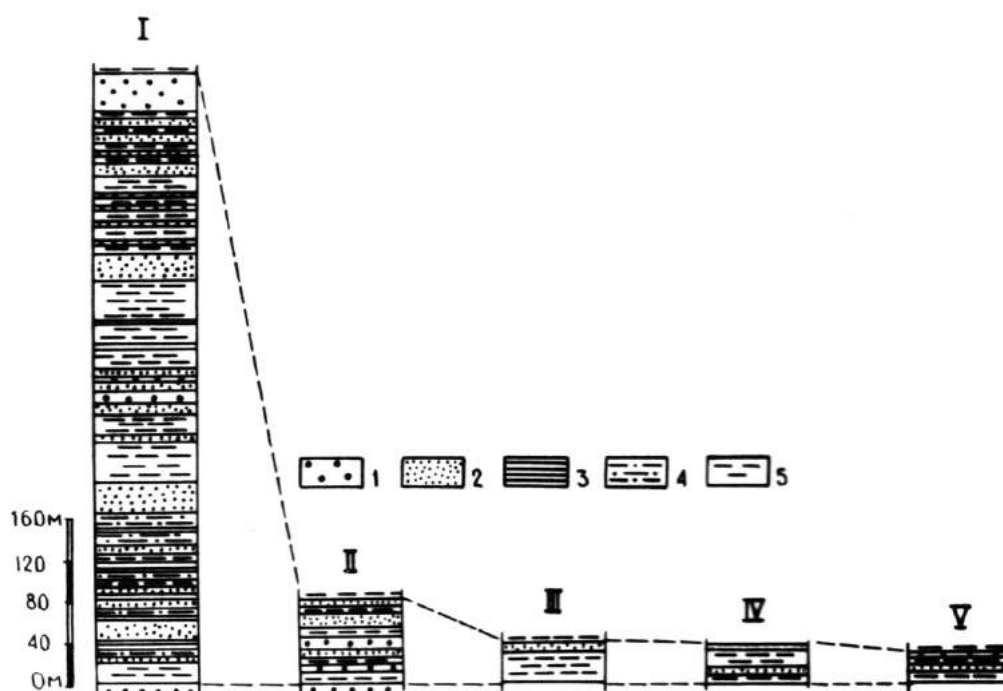


Рис. 1.16. Литолого-стратиграфические разрезы отложений верхнекостомукшской подсвиты гимальской серии в районе Костомукшского железорудного месторождения (gm ½):

1–3 – железистые кварциты; 1 – биотит-магнетитовые; щелочно-амфибол-магнетитовые; 2 – грюнерит-биотит-магнетитовые, роговообманко-магнетитовые, магнетит-грюнерит-роговообманковые кварциты; 3 – грюнерит-биотитовые и биотит-роговообманковые кварциты; 4 – углеродсодержащие сланцы; 5 – кварц-биотитовые и биотит-кварцевые сланцы. Расшифровку усл. обозн. I–V см. на рис. 1.15

Основание верхнекостомукшской подсвиты проводится довольно условно по подошве слюдистых сланцев, залегающих на кровле наиболее «богатого» мощного железорудного пласта нижнекостомукшской подсвиты. Верхняя граница также довольно условна и проходит по кровле железорудных пластов, ограничивающих исключительно сланцевые образования сурлампинской свиты. Породы верхнекостомукшской подсвиты в районе прослеживаются на десятки километров и имеют варьирующую мощность от 50 до 700 м.

Характерной особенностью строения разреза верхнекостомукшской подсвиты является ритмичное строение рудно-сланцевых пачек.

Нижние части седиментационных ритмов представлены безрудными породами: слюдистыми биотит-кварцевыми, кварц-биотитовыми сланцами флишевого типа с высокоглиноземистыми минералами и углеродсодержащими филлитовидными сланцами. Верхние пачки осадочных ритмов сложены грюнерит-магнетитовыми, биотит-магнетитовыми, грюнерит-роговообманко-магнетитовыми,

магнетит-роговообманко-грюнеритовыми и другими железистыми кварцитами. Мощность этих крупных ритмов (циклов) изменяется от нескольких до десятков и сотен метров.

Крупные седиментационные ритмы состоят из более мелких ритмов мощностью от нескольких до десятков сантиметров и первых метров. Эта ритмичная слоистость, развитая в слюдистых сланцах, образующих двух-, трех- и четырехчленные ритмы, определена как осадочная флишевая [Горьковец, 1977; Геология и металлогения..., 1981; Геология и метаморфизм..., 1991; Горьковец, Раевская, 2004 и др.]. Нижние элементы этих ритмов представлены метаморфизованными песчанистыми и глинисто-песчанистыми осадками, а верхние – песчано-глинистыми, обогащенными железом. Трех- и четырехчленные ритмы зачастую завершаются гранат-биотит-амфиболовыми кварцитами и сланцами, представляющими собой метаморфизованные хомогенные железисто-кремнистые осадки, обогащенные терригенным глинистым веществом или железисто-кремнистыми осадками [Чернов, 1964; Чернов и др., 1970; Горьковец, Раевская, 1977, 1991, 2004; Горьковец и др., 1981]. Мощность пород верхнекостомукшской подсвиты достигает 750 м.

Сурлампинская свита, завершающая разрез гимольской серии, развита практически повсеместно в геологических структурах и приурочена к центральным, осевым частям синклинальных структур. Терригенные образования свиты согласно залегают на железорудно-сланцевых толщах костомукшской свиты.

Свита сложена исключительно осадочно-метаморфизованными ритмичнослоистыми сланцами флишевого типа с гранатом, псевдоморфозом по ставролиту, андалузиту. Со слюдистыми сланцами ассоциируют редкие и маломощные прослои магнетитсодержащих кварцитов, а также слюдистые сланцы, обогащенные магнетитом.

Особенностью свиты является ритмичное строение. Ритмичная слоистость асимметричная, градационного типа или чаще маятниковая. Мощность ритмов от первых сантиметров до первых метров.

Мощность пород свиты изменяется в широких пределах от 50 до 1300 м.

Геохронология. Нижний возрастной предел лопийских супракрустальных образований 2,95 млрд лет [Nuhma et al., 2012; Hölttä et al., 2012] определяется на основе радиологических изотопных датировок по аутигенным цирконам основания лопия (андезиты Суомуссалми, Финляндия). Возраст основных и кислых вулканитов средней части разреза лопия Костомукшского рудного района 2,87–2,80 млрд лет [Nuhma et al., 2012; Hölttä et al., 2012]. Изотопные датировки метаосадочных пород гимольской серии в Костомукшском районе, полученные в радиогеохронологическом отделе ИГФМ АН УССР по аутигенным цирконам, показали возраст не менее 2820 ± 30 млн лет [Щербак и др., 1986; Nuhma et al., 2012]. **Верхний возрастной предел лопийских супракрустальных образований** определяется прорываемыми их гранитами, а также секущими риодацитовыми и андезидацитовыми силами Костомукшского, Гимольского, Межозерского и Хедозеро-Большезерского участков с возрастом 2707 млн лет [Лобач-Жученко и др., 2005].

В Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского был определен абсолютный возраст микроклиновых гранитов изотопным U-Pb и Pb-Pb методом по акцессорным цирконам [Бибикова и др., 1977], который показал значение возраста всех перечисленных гранитов 2650–2700 млн лет.

Возраст гранодиоритов, прорывающих мигматиты плагиомикроклиновых гранитов по метабазальтам контоксской серии, а также возраст дайковых комплексов андезитового и долеритового составов, внедрившихся в лопийские вулканогенно-осадочные образования и знаменующие этап кратонизации территории, определены в Костомукшском районе по цирконам в радиогеохронологическом отделе ИГФМ АН УССР и ИГГД АН СССР и составляют 2660 и 2664 ± 40 млн лет соответственно [Щербак и др., 1986].

1.4.2. Стратиграфия участков зеленокаменных поясов Восточной Финляндии

Восточная Финляндия

В пределах Восточной Финляндии, примыкающей к Государственной границе Карелии (Россия), финские исследователи [Nukanen, 1971; Hanski, 1980; Hanski et al., 1983; Tuukki et al., 1987; Ojala et al., 1988; Nuhma et al., 2012; Hölttä et al., 2012 и др.] **позднеархейские лопийские супракрустальные толщи**, содержащие железистые кварциты, выделили в зеленокаменном поясе – Кухмо – Суомуссалми, Типасъярви и Иломанси [Nurmi, Sorjonen-Ward, 1993].

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Зеленокаменный пояс Кухмо – Суомуссалми

Зеленокаменный пояс Кухмо – Суомуссалми представляет собой довольно узкую практически непрерывную усложненную синклинальную структуру субмеридионального простирания длиной около 200 км при варьирующей ширине структуры от 2 до 12 км.

Схема стратиграфического расчленения позднеархейских образований ЗП Кухмо – Суомуссалми приведена в табл. 1.15.

Таблица 1.15. **Стратиграфическая схема пород зеленокаменного пояса Кухмо – Суомуссалми**
[Taipale, 1983; Hölttä et al., 2012]

	Группа	Формация	Литологический состав	Возраст (млн лет) Анализируемый материал
Протерозой	Ятулий		Основные, ультраосновные интрузивные тела	2100 млн лет циркон долерита
	Сариолий		Конгломераты	2500 млн лет циркон из гальки гранитов
Несогласие, перерыв				
Верхний архей	Онтоярви	Петяяниеми	Андезидациты, косослоистые кварциты, слюдистые сланцы, коматииты, толеитовые базальты	2000 м
		Юрикканиеми	Слюдистые сланцы, кварциты, магнетитовые кварциты, кислые вулканы, конгломераты	2750 млн лет циркон из кислых вулкаников 2400 м
	Перерыв			
	Келлоярви	Сиивикковаара	Лавы и туфы перидотитовых и пироксенитовых коматиитов	2850 млн лет 1000–1500 м
		Пахакангас	Толеитовые метабазальты, магнетитовые кварциты	1200 м
		Луома	Лавы андезитов и дацитов	2950 млн лет Галенит-сульфидной минерализации 2500–3000 м
Гранито-гнейсы, гранодиориты, гнейсо-граниты				

Древнейший комплекс основания в данном районе представлен лавами андезит-дацитового состава, катаклазированными биотитовыми гнейсами, гнейсо-гранитами, гранито-гнейсами и гнейсо-гранодиоритами, мигматизированными гранитами. Количество субстрата и метатекта в мигматитах варьирует в широких пределах, но чаще преобладает мигматизирующий материал. Простирание гнейсовидности преимущественно СВ 10–30° с крутыми до вертикальных углами падения.

Железистые кварциты в пределах зеленокаменных поясов располагаются на двух стратиграфических уровнях и ассоциируют с метабазальтами формации Пахакангас и слюдистыми ритмично-слоистыми сланцами формации Юрикканиеми.

Основные вулканы формации Пахакангас пользуются широким распространением в поясе кухмоид и представлены метабазальтами толеитового ряда, массивными и с реликтами текстур шаровых лав. Реже отмечаются полосчатые полевошпат-амфиболовые и гранат-полевошпат-амфиболовые сланцы. Текстура шаровых лав в метабазальтах различной сохранности: от интенсивно деформированных, линзовидных до наименее деформированных, по которым возможно определение кровли пластов лавовых потоков. Простирание сланцеватости СЗ 350° – СВ 25° с крутым до вертикального углами падения.

Магнетитовые кварциты, ассоциирующие с толеитовыми метабазальтами, образуют ряд линзовидных пластов 2–5 м мощностью и протяженностью десятки-сотни метров. Железистые кварциты этих пластов представлены тонко- или неяснослоистыми грюнерит-роговообманковыми с пирротином кварцитами и бедным ($Fe_{mt} < 20\%$) содержанием железа, в которых преобладают кварцевые и силикатные прослои 1–3 см мощностью. Объем железистых кварцитов в составе формации Пахакангас составляет десятые доли процента.

По положению в разрезе, парагенетическим ассоциациям и химическому составу породы формации Пахакангас аналогичны породам ниемиярвинской свиты контоксской серии Западной Карелии.

Второй уровень развития железистых кварцитов в поясе кухмоид связан со слюдистыми сланцами формации Юриkkаниеми, в основании которой располагаются полимиктовые конгломераты [Taipale et al., 1980], серые неяснослоистые полевошпатовые кварциты, а также серицит-кварц-полевошпатовые сланцы с брекчиевидной и неяснополосчатой текстурами, представляющие собой агломератовые и неяснослоистые метатUFFы и туффиты риодацитового состава. Мощность кислых вулканитов достигает 2000 м [Taipale, 1983].

Слюдистые сланцы в ассоциации с железистыми кварцитами формации располагаются в центральных, осевых частях синклинальных складок Кухмоид и представлены ритмичнослоистыми турбидитами. Ритмичная слоистость градационного типа (флишевого), с возможностью определения по ней кровли пластов. В ритмах обычно преобладают нижние, более грубозернистые полевошпатовые части, составляющие 2/3 частей ритмов. Мощность ритмов от 5 до 35 см.

В ассоциации со слюдистыми сланцами – турбидитами присутствуют пласты разнообразных железистых кварцитов до 30 м мощностью и протяженностью сотни метров, а также слюдистые углеродсодержащие сланцы с сульфидами.

Содержание железа Fe_{mt} (магнетитового) в железистых кварцитах варьирует в широких пределах: от первых процентов до 30 %, содержание фосфора – сотые доли, марганца – также сотые и десятые доли процента.

Объем железистых кварцитов в составе формации Юриkkаниеми составляет около 3–5 %, а стратиграфическое положение, ассоциации пород и руд сопоставимы с гимольской серией Западной Карелии.

Район Иломантси – оз. Мотко

Лопийские супракрустальные образования района Иломантси, выделенные ранее Г. Гаалом, Ф. Миккола, Б. Седерхольмом [Gaal et al., 1978] в самостоятельный зеленокаменный пояс, а в дальнейшем С.И. Рыбаковым [Вулканизм архейских..., 1981; Рыбаков, 1987] в зеленокаменный пояс Ялонваара – Иломантси – Тулос, в структурном отношении представляют собой довольно узкие синформы неправильной амебовидной серповидной формы (рис. 1.17), заключенные в плагио-гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты и мигматиты по биотитовым гнейсам, выделены под термином «гнейсо-граниты основания» [Tuukki et al., 1987; Ojala et al., 1988].

Осадочно-вулканогенные комплексы района образуют ряд изолированных или сопряженных однокрылых или резко асимметричных синклиналей, выделенных исследователями [Tuukki et al., 1987; Ojala et al., 1988] в виде участков – Кескиярви, Куусиярви, Сонкайя, Муталаhti, Нуораярви, Иланярви, Хукус, Наарва. Далее на северо-восток от участка Наарва осадочно-вулканогенные супракрустальные образования продолжают на российской территории – две железорудно-сланцевые полосы участка оз. Мотко [Горьковец, Раевская, 1986], на юго-восток и восток на участках Муталаhti и Иланярви – в Северное Приладожье. Площадь гранито-сланцевого района Иломантси 110 × 130 км.

Осадочно-вулканогенные комплексы района Иломантси, включая и участок оз. Мотко, в нижней части представлены преимущественно толеитовыми метабазальтами с текстурой шаровых лав, массивными или с вариолитовой текстурой, или слоистыми метатUFFами и метатUFFитами основного состава. Позднеархейские ультраосновные породы представлены перидотитовыми и пироксенитовыми коматиитами и коматиитовыми метабазальтами. Кислые вулканиты сложены пирокластическими образованиями – метатUFFами и туффитами риодацитового состава и в меньшем объеме средними вулканитами. Завершают разрез вулканогенно-осадочного комплекса района ритмичнослоистые турбидиты, слагающие 50 % разреза.

От участка к участку объем нижней существенно вулканогенной и верхней осадочной и вулканогенно-осадочной части разреза меняется, но общим для разрезов всех вышеупомянутых участков является наличие в низах разрезов метабазальтов, метакоматиитов, серпентинитов и кислых, в меньшей степени средних вулканитов, и ассоциирующих с метабазальтами маломощных (до 3 м мощностью) пластов железистых кварцитов и углеродсодержащих с сульфидами сланцев. Верхняя часть осадочно-вулканогенного комплекса представлена преимущественно полимиктовыми конгломератами и слюдистыми сланцами – турбидитами, а также кислыми вулканитами в ряде участков в основании верхней слоисто-сланцевой части разреза. Со слюдистыми сланцами ассоциируют пласты магнетитовых кварцитов и углеродсодержащих сланцев.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

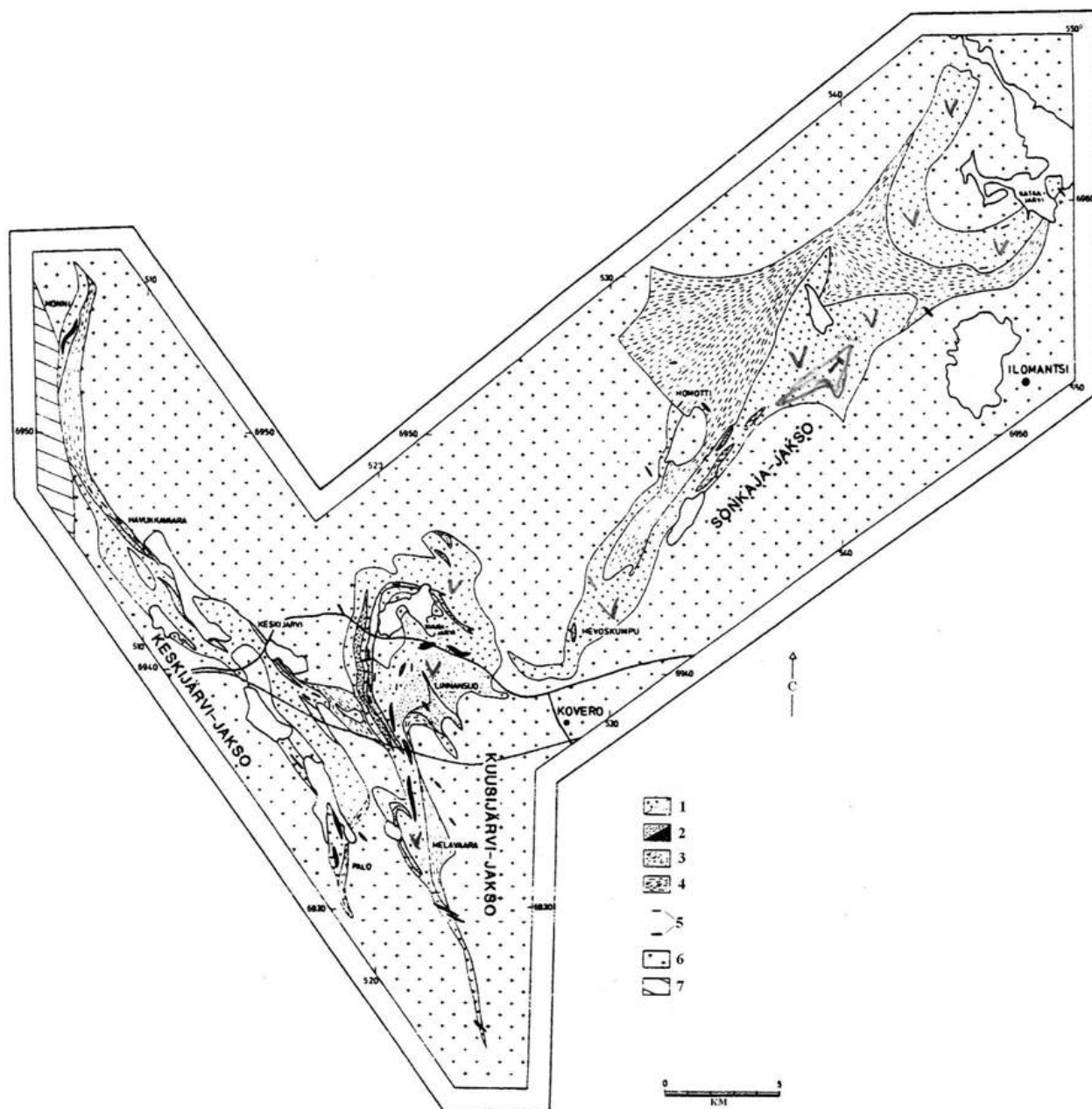


Рис. 1.17. Карта-схема участка Иломантси (Финляндия) [Laajoki, Lavikacnen, 1977]:

1 – метабазальты; 2 – коматииты; 3 – силлы риодацитов; 4 – слоистые слюдястые сланцы; 5 – железорудные и сульфидные рудопроявления; 6 – граниты; 7 – протерозойские комплексы

Сопоставление стратиграфических разрезов участков Кескиярви, Куусиярви и района оз. Мотко – в табл. 1.16 [Горьковец, Раевская, 1986; Tuukka et al., 1987]. Следует отметить, что на участке Кескиярви под слюдястыми сланцами формации Леонримпи на метабазальтах подстилающей формации [Tuukka et al., 1987] узкая двухметровая конгломератоподобная зона – граувакка с постепенным контактом от подстилающих метабазальтов. В этой зоне обломки подстилающих пород фрагментированы; фрагменты округло-угловатые, уплощенные, параллельные линии контакта. Фрагменты представлены основными вулканитами, метабазальтами, а также амфиболитами габброидного облика и хорошо заметны на фоне цемента. Состав цемента также основной – актинолит, плагиоклаз, кварц и биотит.

Таблица 1.16. Характер стратиграфических разрезов района Иломантси [Tuukka et al., 1987] и участка оз. Мотко [по: Горьковец, Раевская, 1986]

Формация	Литологический состав	Группа	Формация	Литологический состав	Группа	Формация	Литологический состав
Хонкаваара	Слюдистые сланцы с псевдоморфозами по андалузиту; туфы риодацитового состава	Илинен	Леонримпи	Ритмичнослоистые слюдистые сланцы с псевдоморфозами по андалузиту, железистые кварциты, полимиктовые конгломераты	Гимольская	Костомукшская	Ритмичнослоистые кварц-биотитовые, биотит-полевошпатовые сланцы, магнетитовые кварциты, углеродсодержащие сланцы
Кууспуро	Амфиболиты, кислые вулканыты, серпентиниты		Перерыв				Перерыв
Конттиокангас	Железные кварциты, толеитовые базальты с текстурой шаровых лав и туфы		Киуруулампи	Лопиллиевые и слоистые туфы риолитов, дацитов и андезитов; серпентиниты, перидотитовые коматииты; толеитовые базальты с текстурой шаровых лав, вариолиты, туфы, железистые кварциты	Контокская		Толеитовые базальты с текстурой шаровых лав и массивные + коматииты
Отраваара	Кислые вулканыты, углеродистые сульфидсодержащие сланцы, железистые кварциты	Участок оз. Мотко [Горьковец, Раевская, 1986]					
Пикаликоваара	Коматиитовые и толеитовые базальты с текстурой шаровых лав	Участок Кескиярви [Tuukka et al., 1987]					

По приведенному описанию [Tuukka et al., 1987], породы представляют архейскую кору химического выветривания между контоксской и гимольской сериями Западной Карелии [Горьковец, Раевская, 1983, 1986].

Железистые кварциты в районе Иломантси – оз. Мотко располагаются в основном на двух стратиграфических уровнях. В нижней части разреза железистые кварциты – среди метабазальтов, образуют маломощные (2–3 м мощностью) быстровыклинивающиеся линзовидные пласты протяженностью десятки метров.

В верхней части разреза магнетитовые кварциты ассоциируют с ритмично-слоистыми слюдистыми сланцами флишевого типа (турбидитами), но объем (продуктивность) железисто-кремнистых образований в этой части разреза также незначителен: мощность пластов железистых кварцитов достигает мощности до 5 м, а протяженность пластов – сотни метров (см. рис. 1.17).

Минералого-геохимические исследования железистых кварцитов толщ района Иломантси приведены в работах [Laajoki, Lavikaunen, 1977; Tuukka et al., 1987; Ojala et al., 1988].

На основании публикаций [Laajoki, Lavikaunen, 1977] и личных наблюдений железистые кварциты представлены магнетитсодержащими и силикатными разновидностями: магнетит-роговообманко-грюнеритовыми, гранат-роговообманко-грюнеритовыми с магнетитом кварцитами с бедным содержанием магнетита (Fe_{mt} 10–20 %, реже 40 %). Слоистость в этом типе железистых кварцитов образована чередованием прослоев существенно кварцевого, магнетитового, грюнеритового, грюнерит-роговообманкового и магнетит-грюнеритового состава 0,5–2 см мощностью. Преобладающими являются силикатные прослои, а кварц и магнетит могут присутствовать в равных количествах.

Другой разновидностью железисто-кремнистых пород являются грубослоистые кварциты и сланцы гранат-грюнерит-биотитового состава с пирротинном, относимые к закисно-силикатному типу железисто-кремнистых пород. Мощность кварцевых и силикатных прослоев в них достигает 10–15 см. Эта разновидность железисто-кремнистых пород присутствует в турбититах, слагая верхние элементы трехчленных ритмов.

1.4.3. Корреляция стратиграфических разрезов

Стратиграфическое положение вулканогенно-осадочных лопийских образований Карелии, а также Восточно-Финляндской зоны, определяется тем, что они располагаются стратиграфически выше отложений саамского комплекса и с угловым несогласием перекрываются образованиями Карельского комплекса [Стратиграфия..., 1984; Геология Карелии, 1987].

При корреляции разрезов лопийских супракрустальных пород нами использован историко-геологический принцип, в основу которого положены следующие главные критерии: структурно-

геологический, геолого-стратиграфический – наличие маркирующих горизонтов, пачек и толщ базальтов, коматиитов, терригенных образований, кор химического выветривания, горизонтов конгломератов, стратиформных железных руд; критерии реперных изотопных датировок – событий, датированных по аутигенным минералам процесса седиментации, палеовулканизма, метаморфизма и гранитообразования, а также формационный и петрологический.

Кроме того, использован критерий подобия и различия стратотипических разрезов отдельных геологических структур на площади развития позднеархейских лопийских содержащих железорудно-сланцевые толщи Карелии и Восточной Финляндии.

На основе анализа геологического строения, вещественного состава и литологических особенностей архейских метаморфических пород представляется возможной корреляция стратиграфических разрезов лопийских образований (рис. 1.18). При этом в качестве стратиграфического репера принят наиболее полный и хорошо изученный разрез района Костомукшского железорудного месторождения (стратотипический для Карелии) [Геология и метаморфизм..., 1991; Стратиграфия докембрия..., 1992].

Стратиграфические разрезы лопийских супракрустальных метаморфизованных образований Западной и Центральной Карелии и зеленокаменных поясов Восточной Финляндии подобны, но в значительной степени отличны по генезису и составу породных комплексов. Выделяются три литолого-стратиграфических типа разрезов позднеархейских комплексов, сформировавшихся в различных геолого-структурных условиях земной коры, но в единой геодинамической системе Земли.

В целом сводный разрез лопийских супракрустальных толщ Карелии имеет трехчленное строение. Нижняя часть разреза в Костомукшском, Хедозеро-Большезерском районах представлена существенно терригенными высокометаморфизованными образованиями, базальными для лопия Карелии до 500 м мощностью. Это довольно грубые аренитовые терригенные отложения аркозового типа, превращенные процессами метаморфизма в биотитовые, гранат-биотитовые, кианит-ставролит-гранат-биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные гнейсы и мусковитсодержащие кварциты с редкими и мало мощными прослоями гранатитов и гранатовых кварцитов. Породы сходные метатерригенным аркозовым образованиям низов разреза лопия с присущими им реликтами псаммитовых текстур, отмечены рядом исследователей в Восточной Финляндии в структуре Иломанси – Мотко.

Нижние части разрезов позднеархейских зеленокаменных поясов Кухмо – Суомуссалми и Типасъярви Восточной Финляндии представлены лавами андезидацитового и андезитового состава, являющихся продуктом полигенно-анатектического воздействия мантийного высокотемпературного материала на нижнеархейские комплексы. Мощность вулканитов среднего состава в основании зеленокаменных поясов достигает от сотен метров до 1,5 км [Металлогения..., 1999].

Средняя часть разреза Костомукшского района в Костомукше, Гимолах, Совдозере, на участке оз. Мотко представлена осадочно-вулканогенными образованиями контоксской серии, но этот элемент разреза практически полностью отсутствует в зоне от Ньюкозера до Суккозера. В ряде районов Карелии в ассоциации с эффузивами основного состава в разрезе серии характерны вулканиты ультраосновного состава – коматииты и коматиитовые базальты, составляющие до 10–20 % объема серии. На этом уровне в Костомукшском рудном поле в осадочно-вулканогенных пирокластических образованиях риодацитового состава выделены в шурловаарскую свиту, формируются железисто-кремнистые и углеродсодержащие глинистые осадки.

В пределах Центральной Карелии для участков развития позднеархейских (лопийских) железорудно-сланцевых толщ Хедозеро – Большозеро, Гимолы, Суккозеро, Тумбарека, Волома и других развиты преимущественно терригенно-осадочные и хемогенно-осадочные образования. В основании разрезов крайне незначительно могут присутствовать на Гимольском участке metabазальты известково-щелочной серии, имеющие [Богатиков и др., 2010] внутриконтинентальное происхождение, а также тонкослоистые метаграувакки основного состава на Тумбареченском участке до 8 м мощностью.

В Центрально-Карельском районе вулканиты ультраосновного состава (коматииты) отсутствуют [Геология и метаморфизм..., 1991; Металлогения..., 1999], но характерны поздние пластово-секущие силлы риодацитового и андезидацитового состава.

Одним из главных стратиграфических реперов, послужившим основой для разделения лопийских образований на ранние и позднеархейские, является площадная архейская (догимольская) кора химического выветривания. Она установлена впервые на архейском уровне в Карелии в Костомукшском районе на metabазальтах и Гимольском – на гранито-гнейсах [Горьковец, Раевская, 1983, 1986] и в дальнейшем – в Койкарской структуре [Светова, 1988] на коматиитах лоухиваарской свиты. Наличие полимиктовых конгломератов в основании гимольской серии выявлено в ряде районов Запад-

ной (Костомукша, Суккозеро), а также Центральной Карелии (Койкары, Сайозеро, Хаутаваара и т. д.) и Восточной Финляндии – в Кухмо, Суомуссалми, Иломанси и Кескиярви, что указывает на значительный перерыв и смену палеотектонического режима в лопии.

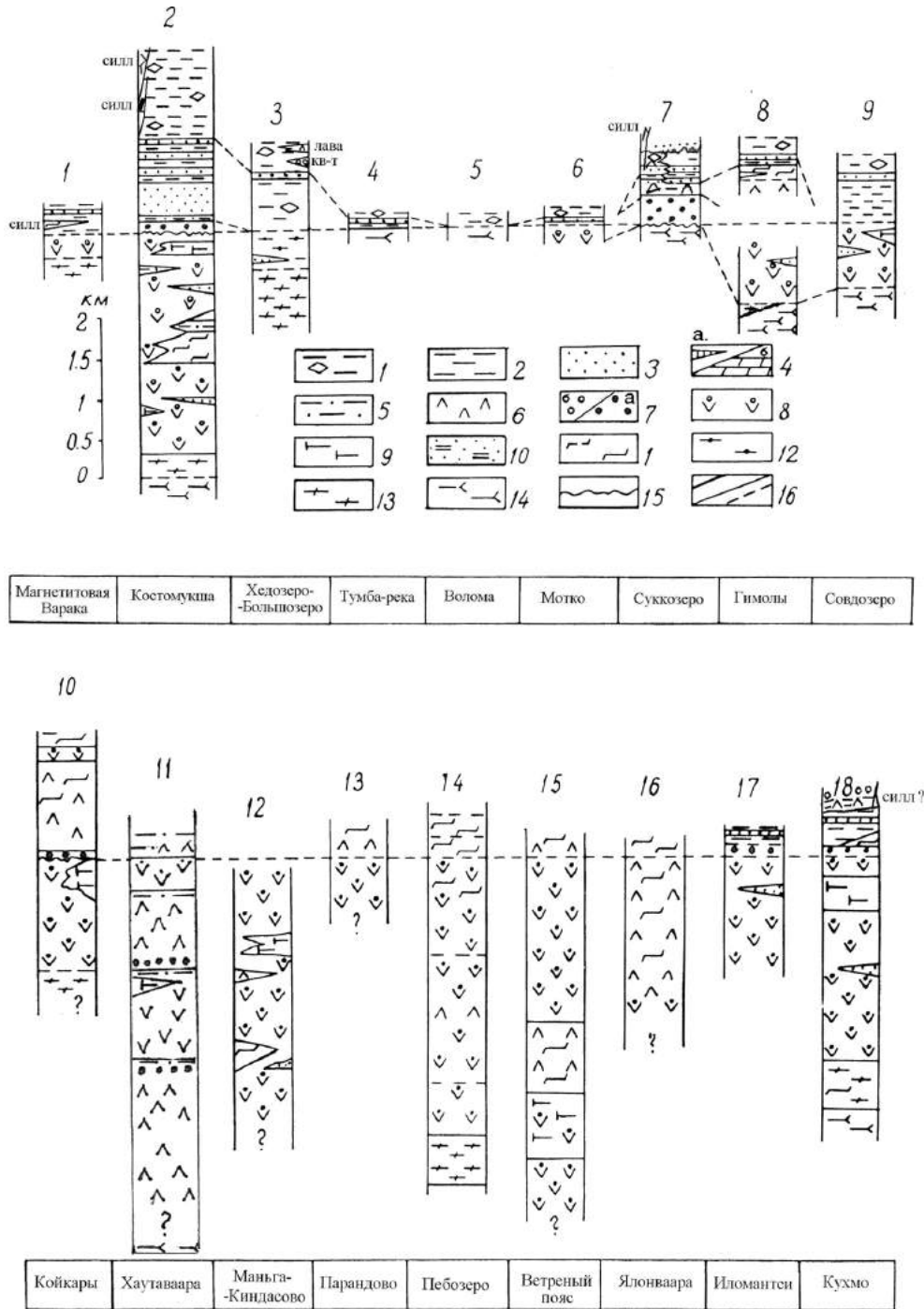


Рис. 1.18. Корреляция стратиграфических разрезов позднеархейских (лопийских) супракратальных толщ Карельского кратона:

1–2 – слюдястые сланцы – турбидиты; 1 – с псевдоморфозами по высокоглиноземистым минералам; 2 – с гранатом; 3 – магнетитовые кварциты; 4а – сульфидсодержащие породы; 4б – доломиты; 5 – углеродсодержащие сланцы; 6 – андезиты и андезидациты; 7 – конгломераты; 8 – метабазальты; 9 – коматииты; 10 – магнетитовые сланцы; 11 – силлы риодацитового состава; 12 – граувакки; 13 – слоистые аркозовые образования; 14 – гнейсо-граниты; 15 – архейская кора химического выветривания; 16 – контакты пород

Для составления сводной стратиграфической колонки пород гимольской серии использованы позднеархейские стратиграфические разрезы железорудных районов и участков, в которых развиты аналоги этой серии. Исходя из того, что разрез гимольской серии наиболее представителен в Костомукшском районе, а также следуя принципу приоритета названий стратиграфических подразделений [Стратиграфический кодекс..., 1977], в составе серии выделяются три свиты (снизу вверх): суккозерская, костомукшская и сурлампинская. В основании гимольской серии располагается пласт базальных полимиктовых конгломератов и метаграувакк, которые могут быть сопоставлены с полимиктовыми конгломератами лопия этого уровня в Центральной Карелии и Восточной Финляндии. Образования костомукшской и сурлампинской свит, слагающие верхи разреза лопия Костомукшского района, коррелируются со сходными образованиями других лопийских структур Центральной, Западной Карелии и Восточной Финляндии.

Характер строения стратиграфических разрезов Койкарско-Карбозерской, Бергаульской, Сайозерской, Киндасово-Маньгенской структур, а также геологических структур Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса в основном коррелируется с лопием Западной Карелии. Здесь в ряде структур в основании отмечаются метатерригенные образования, которые могут служить хорошим коррелятивным признаком [Стратиграфия..., 1984]. В ряде структур Восточно-Карельской зоны (Хаутаваара) и Восточно-Финляндской зоны (Суомуссалми) [Нунта, 2012] в нижних частях разреза лопия присутствуют вулканы андезитового состава [Робонен и др., 1978; Taipale et al., 1983 и др.]. Хорошо также коррелируются средние части разрезов, представленные метабазами и коматиитами. Верхи лопия этой части Карелии обычно сложены метатерригенными осадками (турбидитами), а также кварцевыми конгломератами и кварцитами.

В верхах разреза позднеархейских геологических структур – Хедозеро-Большезерской, Межозерской (Суккозеро) Центральной Карелии, а также на участке Arola-Heitapera (Кухмо, Финляндия) 2,7 Га мощностью 300 м – развитие кварцитов, кварцевых гравелитов и конгломератов, кварцитов с текстурой косою слоистости, залегающих на вулканитах, а также между слоев или на толще турбидитов (ритмично-слоистых кварц-полевошпат-биотитовых сланцах) железисто-сланцевых образований [Геология и метаморфизм..., 1991]. Выделенные кварциты – кварцевые конгломераты фиксируют позднейший «протоплатформенный» этап развития позднеархейской территории, приведший к кратонизации позднеархейского Карельского блока.

Породы (кварциты, кварцевые гравелиты, конгломераты, а также кварциты с текстурой косою слоистых кварцитов), отличные от предыдущих осадочных позднеархейских комплексов, завершаются субплатформенным этапом лопийских комплексов. Они должны иметь свое название свиты. Это позволяет выделить в гимольской осадочной серии хедозерскую свиту.

Таким образом, корреляция стратиграфических разрезов позднеархейских лопийских супрактальных толщ показала, что, несмотря на значительное сходство структурно-геологических комплексов, имеются и существенные отличия в генезисе слагающих их серий, свит, объеме вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов, металлогенической специализации.

Нижние части разреза лопия в локальных обособленных типах геологических структур Хедозеро-Большеозеро, Костомукшской, Иломантси (Маймярви) представлены осадочными аренитовыми (аркозовыми) образованиями. В зеленокаменных поясах основание лопия сложено преимущественно вулканидами андезитового состава. Мощность пород $n \cdot 100$ м – 2,5 км.

Средние части разрезов лопия – зеленокаменные пояса включают последовательно дифференцированные вулканы – риолиты – дациты – андезиты – базальты – коматииты. В локальных обособленных структурах средней части разрезов контокская серия включает вулканы контрастно-дифференцированного ряда – риодациты – базальты – коматииты. Мощность контоксской серии 3–5 км. На площадях сводово-глыбового поднятия Центральной Карелии над вторичным термохимическим плюмом объем вулканизма резко сокращен и представлен метабазами известково-щелочной серии.

1.4.4. Палеовулканогеологический анализ и палеовулканогеологические реконструкции позднеархейских комплексов

Применение методов палеофациального анализа вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов раннего докембрия позволяет реконструировать геодинамические обстановки, влияющие на палеовулканогеологические, палеогеографические условия, а также характер седиментогенеза и оса-

дочного рудообразования, что имеет большое значение для выяснения фундаментальных закономерностей развития Земли на ранних этапах ее существования и последующей эволюции.

Опыт изучения вулканогенно-осадочных глубокометаморфизованных комплексов раннего докембрия, разработанные методики диагностики первичных признаков пород позволяют проводить палеофациальный анализ вулканогенных и осадочных комплексов, претерпевших метаморфизм высоких ступеней, достигающих амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Установлено, что наиболее консервативными элементами при метаморфизме являются текстуры пород. Тонкие текстурные признаки исчезают на границе эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, что заключается в перекристаллизации пород и изменении их минерального состава.

Фациальный анализ вулканогенных образований является основным методом выявления условий и механизма образования вулканогенно-осадочных пород и определения их генетических типов, характеризующих условия образования железисто-кремнистых осадков.

В целях установления ландшафтно-климатических обстановок формирования терригенно-осадочных железисто-кремнистых образований (железистых кварцитов) использованы литологические наблюдения и палеогеографический анализ осадочных терригенных пород, сопровождающих железнакопление.

Палеовулканологические реконструкции

В связи с тем, что в течение геологической истории развития лопийских супракрустальных толщ Карелии на Фенноскандинавском щите вулканизм играл значительную роль, одним из важнейших методов изучения докембрийских образований являются палеовулканологические исследования. Это позволяет в значительной степени выявить, диагностировать и провести корреляцию вулканогенно-осадочных пород, палеовулканологических реконструкций для данного периода.

В работе рассматриваются реконструкции двух таксономических уровней: 1 – локальные палеовулканологические реконструкции отдельных вулканических построек и бассейнов седиментации; 2 – региональные реконструкции палеогеографических условий седиментогенеза и вулканизма, являющихся следствием геодинамики данной территории, повлиявшей на образование рудных формаций.

Лопийские вулканогенно-осадочные комплексы в составе позднеархейских образований имеют довольно широкое распространение в Карелии. Основные особенности лопийского вулканизма заключаются в длительности вулканических извержений, повсеместности их развития, широкой вариации состава вулканических продуктов от коматиитов до риолитов, сопряженности вулканизма с цикличностью хемогенно-осадочной и терригенной седиментации, а также приуроченности к различным тектоническим участкам зон глубинных разломов. Лопийские вулканогенно-осадочные комплексы в современном эрозионном срезе представлены в виде узких линейно вытянутых или амебообразных, серповидных структур среди гранито-гнейсовых полей, являющихся реликтами архейской гранит-зеленокаменной области [Железисто-кремнистые..., 1988; Геология и метаморфизм..., 1991; Стратиграфия докембрия..., 1992 и др.].

Вулканологические методы исследований лопийских комплексов на Фенноскандинавском щите нашли отражение в работах многочисленных исследователей [Чернов и др., 1970; Вулканические постройки..., 1978; Вулканизм архейских..., 1981; Горьковец и др., 1981, 1991; Рыбаков, 1987; Светова, 1988; Металлогения..., 1999 и др.].

В составе лопийских комплексов исследователями [Геология и металлогения..., 1981; Рыбаков, 1987 и др.] выделяются следующие осадочно-вулканогенные комплексы: нижний терригенный аренитовый-аркозовый; вулканогенный дацит-андезитовый; коматиит-базальтовый; дацит-риолитовый железисто-кремнистый; хемогенно-терригенный флишевый железисто-кремнистый. Для различных локальных структур, несмотря на формационное сходство лопийских комплексов, имеются и определенные отличия, обусловленные различием палеотектонических условий.

Базальтовый вулканизм. Наибольшим распространением среди лопийских вулканитов пользуются продукты базальтового вулканизма. В фациальном составе этого вулканического комплекса резко преобладает лавовая фация (до 90 %), пирокластическая фация не превышает 8–10 % (рис. 1.19).

Для лавовых фаций характерны лавовые потоки толеитовых metabазальтов массивных, подушечных или их комбинированных разновидностей, реже – с подушечными лавами и брекчиями [Горьковец и др., 1981, 1991; Раевская и др., 1992 и др.]. Для сводово-глыбового поднятия центральной части кратона, сформированного вторичным плюмом, отмечается крайне незначительное развитие ба-

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

зальтов в составе железорудно-сланцевых толщ. В отличие от вулканитов зеленокаменных поясов состав metabазальтов представлен известково-щелочной серией, имеющей внутриконтинентальное происхождение [Горьковец и др., 1991, рис. 22, 23, с. 61–64; Богатиков и др., 2010, с. 29]. Соотношения массивных и подушечных лав в потоках разнообразны, но чаще отличаются чередованием самостоятельных потоков массивных и подушечных лав. В комбинированных потоках нижние части представлены массивной лавой с зоной закалки в основании потока, верхи – подушечной лавой. Мощности потоков варьируют в широком диапазоне – от метра до десятков метров [Горьковец и др., 1981, 1991; Раевская и др., 1992 и др.].

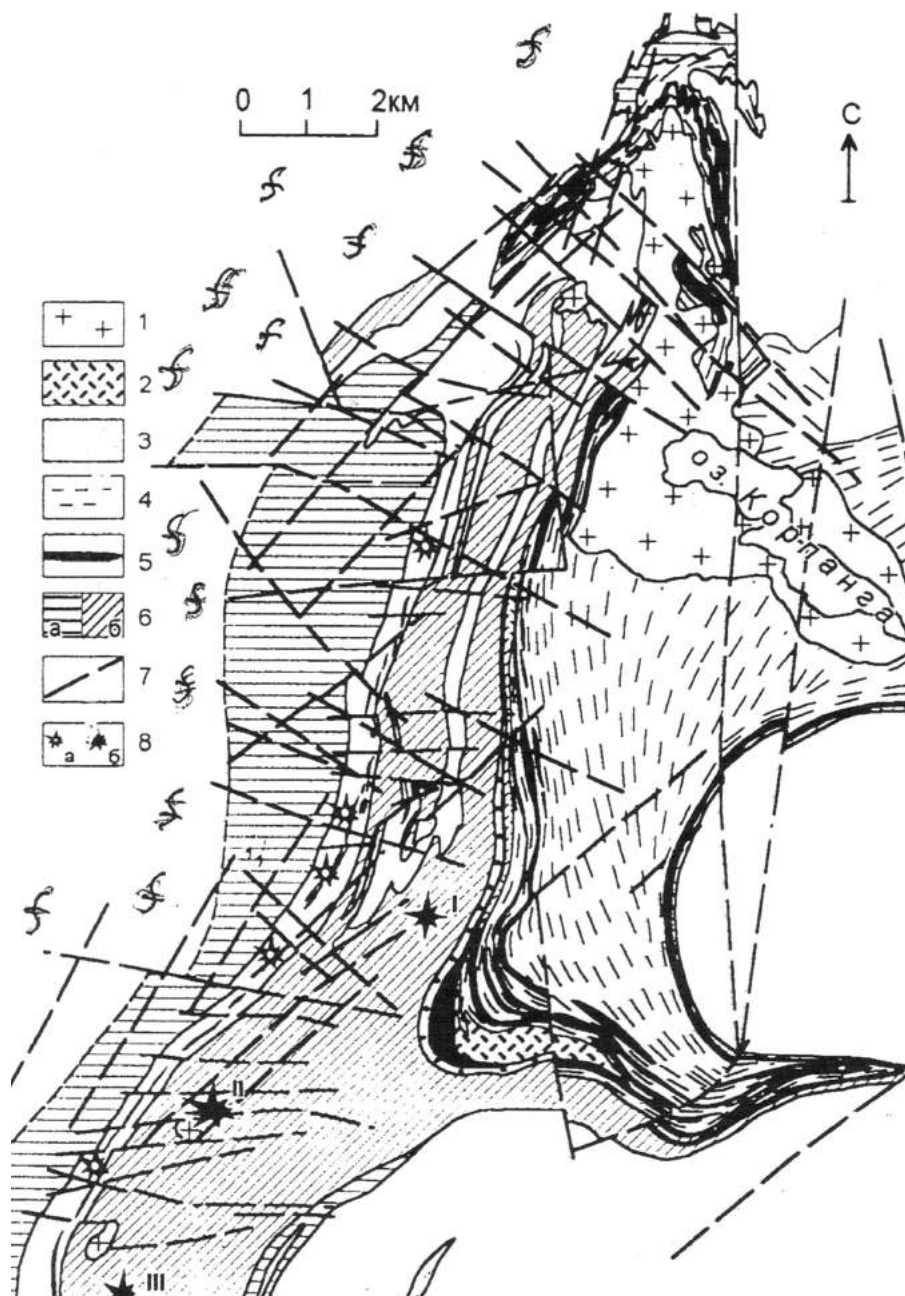


Рис. 1.19. Карта-схема участка Костомукшского железорудного поля и расположение позднеархейских палеовулканических построек риодацитового состава и коматиитовых вулканитов [Горьковец и др., 1991]:

1 – микроклиновые граниты; 2 – силл риодацитового состава; 3 – вулканогенно-осадочные туфогенные толщи риодацитового состава; 4 – слюдяные сланцы – турбидиты; 5 – магнетитовые кварциты; 6 – metabазальты а) ниemiirвинской и б) рувинваарской свит; 7 – тектонические нарушения; 8 – центры палеовулканических построек а) риодацитов и б) коматиитов

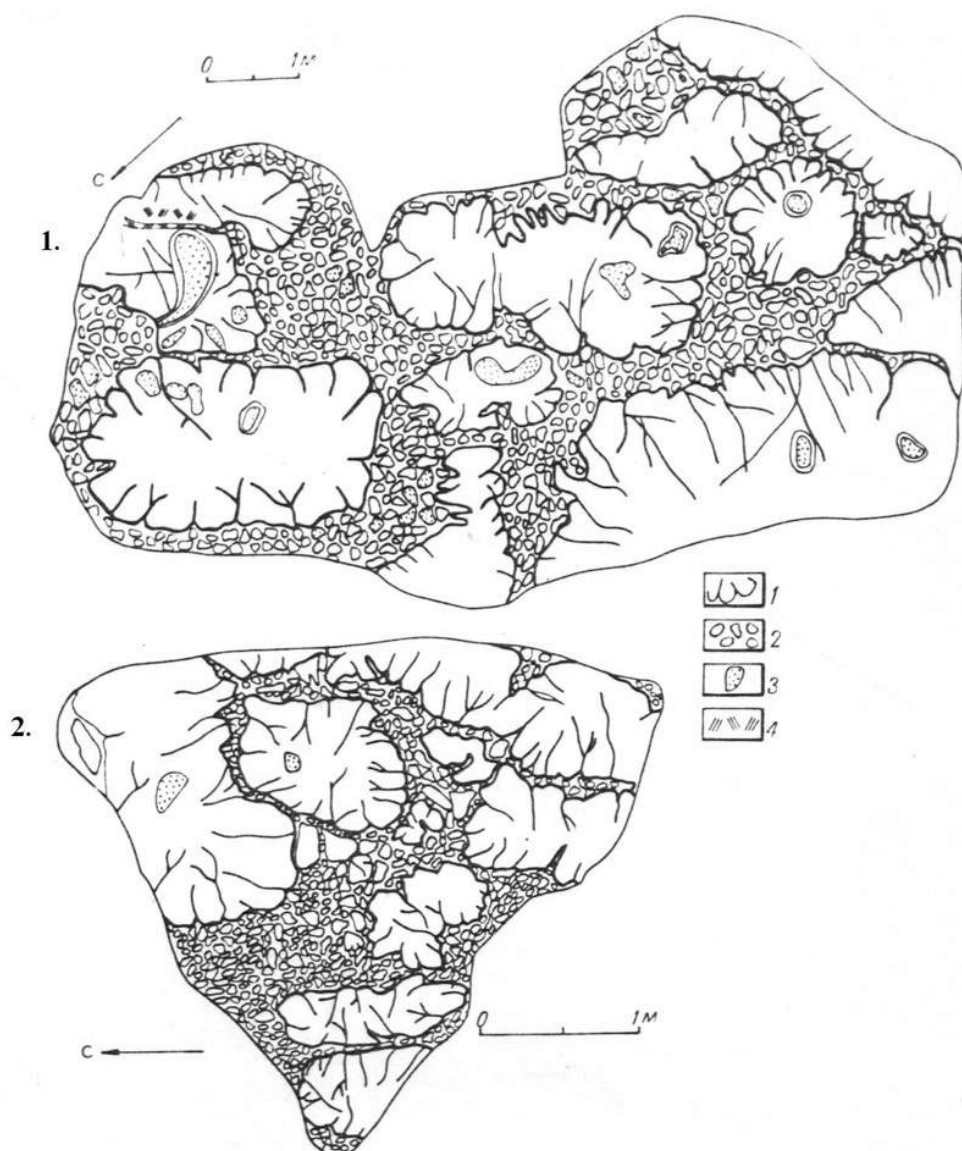


Рис. 1.20. Автобрекчии коматиитов Костомукшского (1) и Совдозерского (2) железорудных участков:

- 1 – зоны закалки крупных автобрекчий со спинифекс-текстурами; 2 – мелкообломочные автобрекчии;
3 – центры гиалокластовые зоны автобрекчий; 4 – спинифекс-текстуры

Пирокластическая фация представлена крайне редкими пластами тонкослоистых туфов мощностью десятки сантиметров – первые метры.

Субвулканическая фация представлена согласными и секущими дайками и силлами габродолеритов.

Первичные структуры в metabasalts не сохраняются.

Тектурные особенности лавовых потоков (низы – верхи потоков, зоны закалки, кровельные брекчии, шаровые текстуры и т. д.) сохраняются вплоть до амфиболитовой фации метаморфизма.

Среди лавовых потоков metabasalts присутствуют пласты 0,5–2,5 м мощностью слоистых или неяснослоистых магнетитсодержащих кварцитов, в составе которых преобладают кварц, сульфидные минералы и магнетит. В пределах Карельской гранит-зеленокаменной области на современном эрозионном срезе metabasalts присутствуют в составе локальных структур площадью 150–2500 км² и представляют собой серию линейных щелевых вулканов, плащеобразно покрывающих значительные площади и контролирующихся многочисленными долгоживущими разломными зонами.

Мощности вулканитов основного состава в современных структурах варьируют в широких пределах – от сотен метров до 3–4 км с учетом сокращения их мощностей при тектоническом сжатии и метаморфическом воздействии, а также при экзогенных процессах, разрушивших значительные мощности этих вулканитов. Их первоначальные мощности могли достигать 10–15 тыс. м.

Основные закономерности распространения толеитовых метабазальтов выявлены Е. Димротом и др. на основе палеогеографического анализа в докембрийском зеленокаменном поясе Абитибиде. Продукты толеитовых метабазальтов здесь образуют широкие равнины, прослеживающиеся более чем на сотни километров. Незакономерное распределение проксимальной фации и перехода массивных лав в шаровые лавы свидетельствует, по данным авторов, об излиянии из множества центров.

Коматиитовые вулканиты в Костомукшском районе выявлены на четырех стратиграфических уровнях. Они тесно ассоциированы с метабазальтами и представлены преимущественно лавовой фацией (до 86 %), но вместе с тем присутствуют пирокластическая (до 5 %) и субвулканическая (до 5 %) фации [Горьковец, Раевская, 1983; Коматииты и высокомагнезиальные..., 1988; Горьковец и др., 2011 и др.].

Детальное изучение ультрамафитов в Костомукшском и Совдозерском железорудных районах Западной Карелии показало, что коматииты образуют стратифицированные толщи, имеют эффузивную природу. Ультрамафиты интенсивно перекристаллизованы, в них практически не осталось первичных минералов. При этом сохранились отчетливые реликты структур и текстур эффузивных пород, названные нами – автобрекчии [Горьковец и др., 1991] (рис. 1.20), слоистых туфов и туфобрекчий, массивных лав, структур спинифекс (рис. 1.21), что позволяет выделить среди рассматриваемых пород ряд разновидностей, относящихся к различным фаціальным типам ультраосновных вулканитов.

Изучение литологических разрезов и петрохимических особенностей ультраосновных вулканитов показало, что в них преобладают метаморфизованные лавы, слагающие потоки различной мощности (5–13 м). Иногда они разделены маломощными (0,5–1,5 м) пачками метатуфов и прорваны субвулканическими телами коматиитовой серии – коматиитами и высокомагнезиальными ($MgO \cong 16\%$) габбро-амфиболитами. В зависимости от стратиграфического и структурного положения в Костомукшском синклинории меняются характер ультраосновного магматизма и его литологический состав.

В нижней части разреза контоксской серии Костомукшского района среди существенно кварцевых толеитов выявлено и задокументировано линзовидное тело длиной несколько сот метров и мощностью до 15 м грубослоистых хлорит-серпентиновых сланцев тонкозернистых светлого серовато-зеленого цвета. Мощность чередующихся прослоев существенно серпентинового и хлорит-серпентинового состава 0,4–1,0 м. По литологическим особенностям и химическому составу породы представляют собой грубослоистые метаморфизованные туфы коматиитов.

В средней части рувинваарской свиты контоксской серии Костомукшского района вулканиты ультраосновного состава, образующие прерывистую полосу СВ – 10° простираения, представлены коматиитовыми телами, реставрируемыми нами как вулканические постройки и прослеживающимися вдоль средней части структуры Костомукшского синклинория на 15 км (рис. 1.22).

На севере в этой группе вулканических построек отмечаются пироксеновые коматииты, где устанавливается непосредственная пространственная ассоциация основных и ультраосновных вулканитов [Горьковец, Раевская, 1983, 1991]. Здесь наблюдается чередование потоков коматиитов с текстурой брекчий, преобразованных метаморфизмом в хлорит-актинолитовые и актинолитовые сланцы с метаморфизованными тонкослоистыми туфами ультраосновного состава с шаровыми лавами метабазальтов, превращенных процессами метаморфизма в полевошпат-роговообманковые сланцы. Для потоков ультраосновных и основных лав характерно недифференцированное строение. Мощность потоков метабазальтов этой структуры колеблется от 1 до 7,5 м, а мощность потоков коматиитов от 3 до 10 м. При видимой мощности ультраосновных лав, равной 22 м, мощность ассоциирующих с ними туфов составляет 10 м (рис. 1.23).

Наиболее детальное описание вулканической постройки, сложенной коматиитами и коматиитовыми базальтами, проведено в 2 км западнее оз. Кургелампи. Здесь благодаря продольному антиклинальному перегибу, проходящему в центральной части Костомукшского синклинория, а также хорошей обнаженности удалось проследить на площади 1,5 x 1,5 км особенности строения эффузивов ультраосновного состава и характер их взаимоотношений с субвулканическими образованиями (см. рис. 1.22).

В разрезе этой вулканической постройки, обрамленной со всех сторон толеитовыми метабазальтами рувинваарской свиты, от вулканического центра к периферии отмечается грубо симметрич-

ная смена фациальных типов вулканитов ультраосновного состава от лавовых потоков перидотитовых коматиитов с текстурой автобрекчий и массивной текстурой до метатуфов коматиитов в краевой ее части (см. рис. 1.22). Характер наблюдений, выразившийся в определении кровли – подошвы в лавовых потоках, выяснении контактовых взаимоотношений стратифицированных коматиитов и коматиитовых базальтов – лавовой и туфовой фации, а также структурные наблюдения позволяют установить, что ультраосновные метавулканиды испытали складчатые деформации, которые сопровождались образованием складок различных порядков, вплоть до микроплойчатости и разрывных нарушений в пределах вулканической постройки, особенно в краевой ее части.

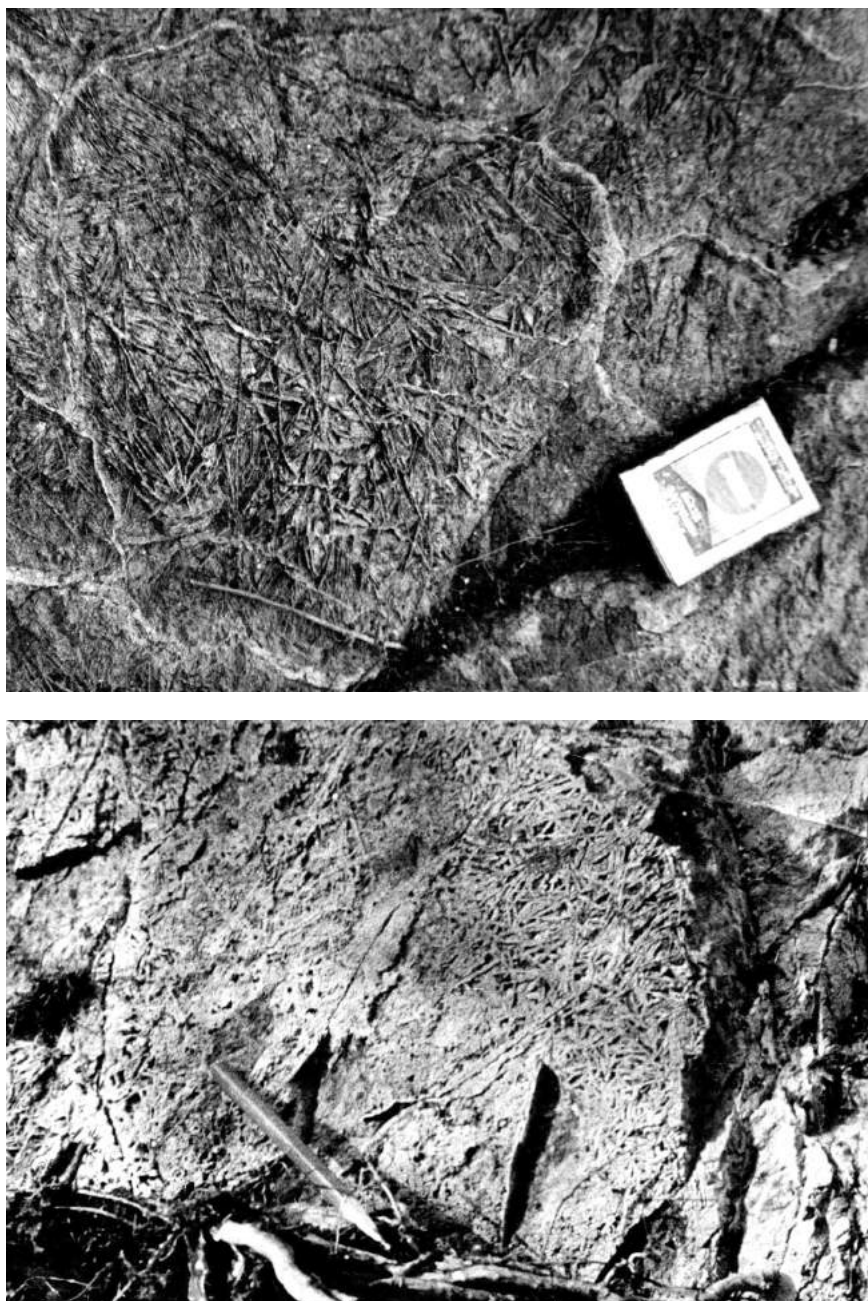


Рис. 1.21. Спирифекс-текстуры перидотитовых коматиитов (Костомукша)

Лавы коматиитов и коматиитовых базальтов имеют четкое потоковое строение (см. рис. 1.23). В прилегающих к вулканическому центру метаморфизованных лавах перидотитовых коматиитов лавовые потоки имеют следующее строение [Геология и металлогения..., 1981; Стратиграфия докембрия..., 1992].

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Нижние части потоков сложены автобрекчиями или массивными коматиитами (кумулятивная зона). В центральных частях потоков расположены массивные коматииты, в них наблюдается полиэдрическая отдельность, представляющая собой реликты контракционной трещиноватости.

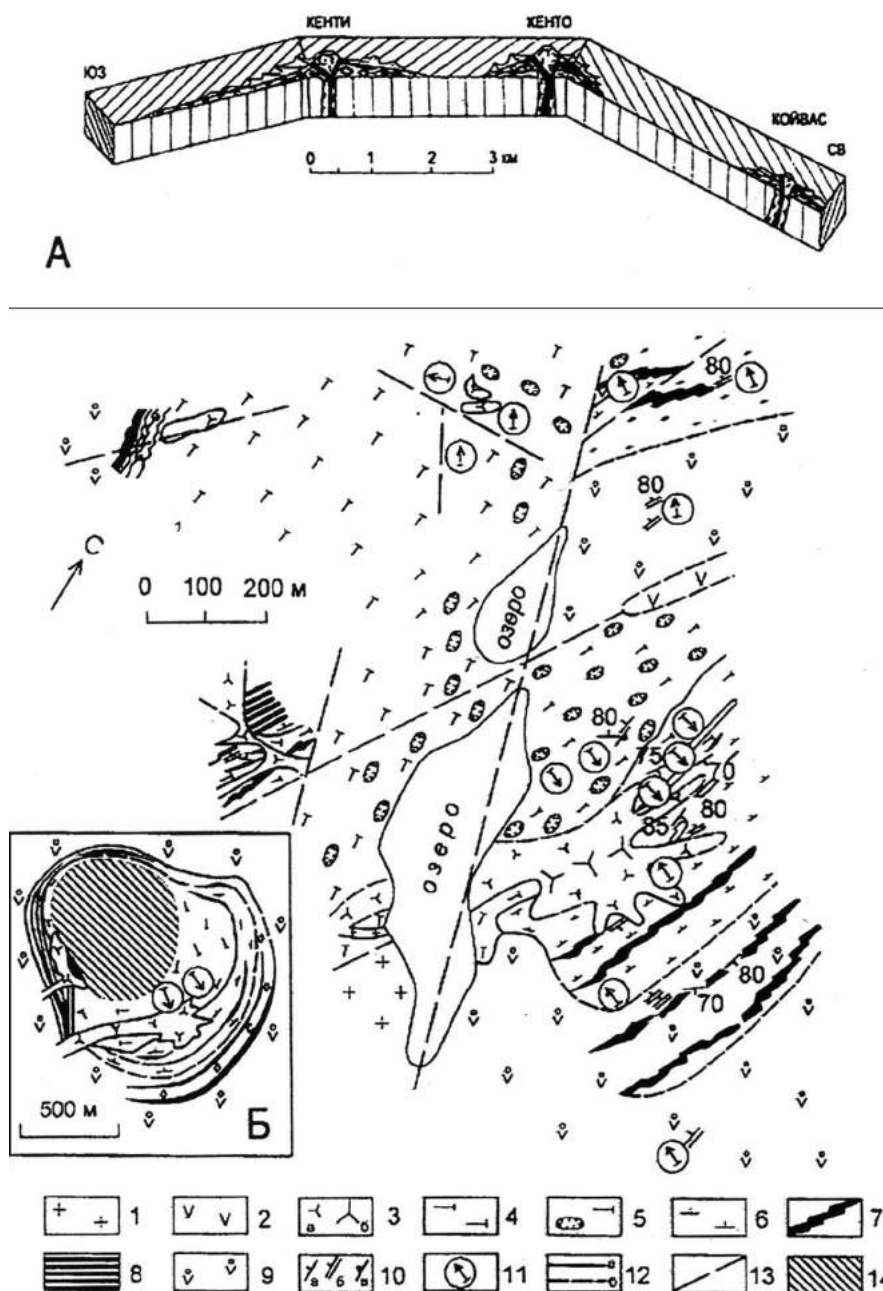


Рис. 1.22. Палеовулканологическая реконструкция размещения центров высокомагнезиального вулканизма.

А – реконструкция палеовулканического центра:

1 – плагиомикроклиновые граниты; 2 – долериты; 3 – амфиболитованное габбро; 4 – массивные лавы перидотитовых коматиитов ($MgO > 24\%$); 5 – автобрекчии перидотитовых коматиитов; 6 – лавы пироксенитовые ($MgO > 24\%$); 7 – тонкослоистые пепловые туфы; 8 – лапиллиевые туфы; 9 – подушечные лавы толеитовых базальтов; 10 – элементы залегания; 11 – направление кровли потоков; 12 – границы пород, установленные (а) и предполагаемые (б); 13 – тектонические нарушения; 14 – предполагаемое лавовое озеро

В автобрекчиях, залегающих в верхних частях потоков, между крупными глыбами наблюдаются линзовидные полосы с реликтами структуры спинифекс. Непосредственно к кровле потоков находят автобрекчии, часто с реликтами структуры микроспинифекс.

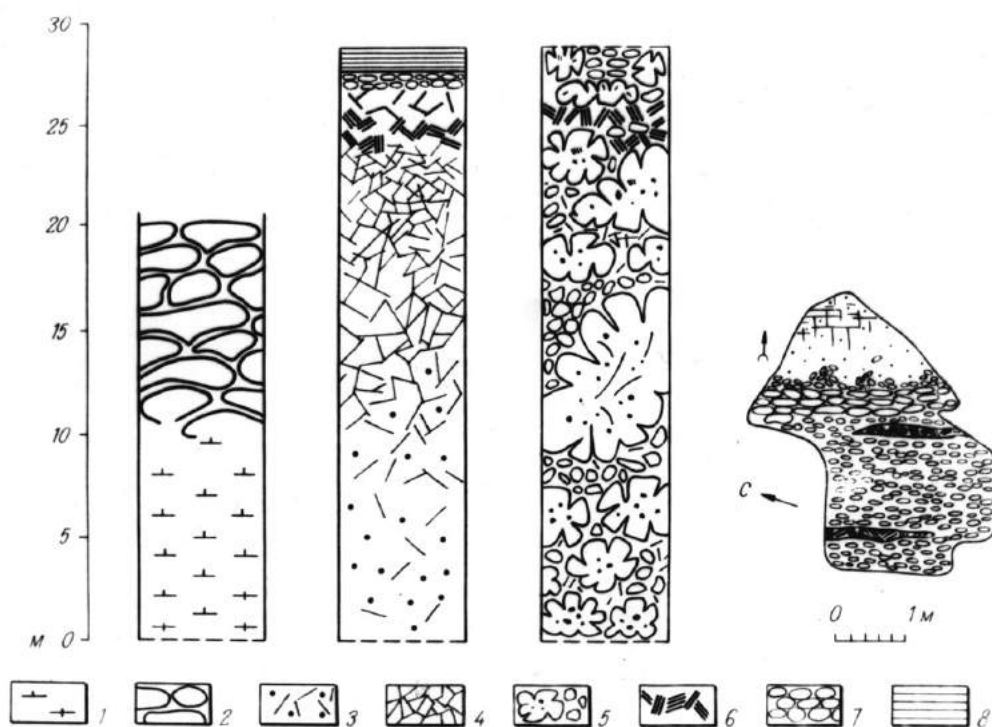


Рис. 1.23. Строение потоков высокомагнезиальных вулканитов и коматиитов:

- 1 – высокомагнезиальные вулканиты массивные; 2 – подушечные лавы высокомагнезиальных базальтов; 3 – коматииты массивные; 4 – коматииты, разбитые системой полигональных трещин, залеченных серпентином; 5 – автобрекчии коматиитов; 6 – линзы со структурой спинифекс; 7 – прикровельные брекчии; 8 – туфы коматиитов

Особенности строения потоков метаморфизованных ультраосновных лав этой структуры – наличие автобрекчии в подошве и кровле потока. Различия между нижними и верхними брекчиями выражаются в количественном соотношении основной массы псевдоморфоз по фенокристам оливина и пироксена. В автобрекчиях из низов потока псевдоморфозы по оливину и пироксену составляют 80 % объема породы, тогда как в брекчиях кровли потоков, количество псевдоморфоз уменьшается до 20–30 %. Здесь преобладает тальк-хлоритовая серпентинизированная и хлорит-серпентиновая основная масса, представленная, вероятно, перекристаллизованным стеклом.

На некотором удалении от вулканического центра на фациальном профиле располагаются хлоритовые и хлорит-тремолитовые сланцы тонкослоистые и с текстурой брекчий, представляющие собой пепловые и лапиллиевые метатуфы, мощность которых составляет от 5 до 25 м.

В наиболее удаленной от вулканического центра части фациального профиля в составе вулканических продуктов появляются коматииты, слагающие дифференцированные (расслоенные) лавовые потоки (см. рис. 1.23). Нижние части этих потоков представлены высокомагнезиальными вулканитами с многочисленными мелкими миндалинами, выполненными карбонатом. В средней части потока в переходной зоне вначале появляются недоразвитые шары, затем – шары овальной, караваяобразной формы с очень тонкой 0,1–0,2 см зоной закалки. Кровля потоков имеет текстуру шаровых лав. Зона закалки в них до 1 см мощностью. Химический состав в лавовом расслоенном потоке закономерно меняется от 23,5 % MgO в нижней части потока до 18,0 % MgO в его верхах. С падением магнезиальности в верхах потоков линейно возрастают концентрации Ti, Al, Fe, Mn, Co, щелочей и падают – Si, Ca, Cr.

В пределах этой вулканической постройки коматииты и коматиитовые базальты секутся субвулканическими телами высокомагнезиальных (MgO = 15 %) габбро-амфиболитов, в которых присутствуют ксенолиты коматиитов.

В южной части Костомукшского синклиория к западу от участка Таловойс выявлена еще одна вулканическая постройка. Она представлена фациальными типами вулканитов ультраосновного состава – лавовыми потоками с текстурой автобрекчий и массивными лавами, метатуфами лапиллиевыми и слоистыми лавовыми потоками, состоящими в низах потоков из массивных лав с многочис-

ленными псевдоморфозами по оливину, а также является кумулятивной зоной. Кровля потоков сложена брекчией с линзовидными полосами со структурой спинифекс.

В Костомукшской структуре реставрирован ряд вулканических построек центрального типа, контролируемых тектонической зоной и протягивающихся вдоль осевой линии Костомукшского синклинория. Каждая их трех вулканических построек характеризуется спецификой характера и объема продуктов вулканизма, различными объемами лав и пирокластики, фаціальными особенностями и химическим составом вулканических продуктов, а также характером дифференциации в лавовых потоках.

Эруптивные центры ультраосновного вулканизма отмечены в зеленокаменных поясах Кухмо, Суомуссалми, Толваярви, Иломантси, а также в Совдозерском железорудном районе на юго-восточном берегу оз. Совдозеро, где выявлены шесть лавовых потоков метаморфизованных ультраосновных лав [Раевская, Горьковец, 1984; Коматииты и высокомагнезиальные..., 1988].

Приподошвенные части лавовых потоков представлены дифференцированными (зона закалки, средняя и центральные части) автобрекчиями, что свидетельствует о дроблении затвердевшего лавового материала в процессе движения лавы.

Коматииты Совдозерского района располагаются в верхах разреза коматиит-базальтовой ассоциации и прослеживаются в виде полосы длиной 2–2,5 км. Общая мощность лав коматиитов в районе составляет 290 м, а связанных с ними туфов не превышает 10 м.

На данном участке, вероятно, располагались вулканические центры, поставлявшие преимущественно лавовый материал.

В составе пачек коматиитов в зеленокаменном поясе Кухмо отмечены пласты магнетитовых кварцитов до 1 м мощностью, тогда как в этих породах в Костомукшском отмечен прослой кремнезема до 2,5 м мощностью.

Объем продуктов ультраосновного вулканизма нижнелопийских вулканов центрального типа Западно-Карельской зоны в двух районах – Костомукшском и Совдозерском – приблизительно составил: для Костомукшского железорудного района около 7–9 км³, Совдозерского района – около 2–4 км³.

Риодацитовый вулканизм. Продукты риодацитового, андезидацитового и коматиитового вулканизма в железорудных районах в Западной и Центральной Карелии развиты в виде посттектонических силлов деструктивных зон, заполняя тектонические трещины отслаивания в геологических структурах [Горьковец и др., 1991]. Риодацитовые и андезидацитовые комплексы в разрезах зеленокаменных структур Фенно-Карельской подвижной зоны располагаются в виде пластово-секущих силлов в лопийских толщах, а также занимают значительный объем в виде туфов и лав в Восточно-Финляндской зоне (Кухмо – Суомуссалми, Типасьярви, Иломантси) [Taipale et al., 1983]. **Заметное место андезитовый и дацитовый вулканизм** занимает в зеленокаменных поясах других докембрийских щитов. Для Западно-Карельской структурно-формационной зоны, включающей железисто-кремнистые формации, андезитовый вулканизм не характерен.

Риодацитовые комплексы железорудных районов Карелии образуют палеовулканические постройки центрального типа или серию таких построек, занимающих сравнительно небольшие площади, составляющие первые десятки и до 300 км².

Характерной чертой фаціального состава риодацитовых вулканогенно-осадочных комплексов является широкое развитие пирокластических фаций, достигающих 70–80 % объема (см. рис. 1.19). Пирокластические фации в составе риодацитового комплекса представлены кристаллокластическими, агломератовыми, лапиллиевыми, псаммитовыми метатуфами, метатуфитами с примесью кремнистого, глинистого и карбонатного материала, субвулканическими дайками [Стратиграфия докембрия..., 1992 и т. д.].

В Костомукшской структуре реконструированы постройки, сложенные продуктами кислого (риодацитового) состава с зональным распределением фаций [Геология и металлогения..., 1981]. Здесь нижняя и центральная части риодацитовой железисто-кремнистой ассоциации представлены кислыми пирокластическими отложениями с преобладанием грубообломочных разновидностей (агломератовые и лапиллиевые туфы) при подчиненном количестве тонких пепловых туфов и туффитов (рис. 1.24, 1.25).

В верхней части риодацитовой ассоциации (шурловаарской свиты) устанавливается тесная парагенетическая связь метаморфизованных кислых туфов и туффитов с железисто-кремнистыми породами (см. рис. 1.25). Такое распределение различных фаціальных типов кислых эффузивов позволяет предполагать, что вулканические центры, поставлявшие грубый пирокластический материал, располагались главным образом в центральной части и в меньшей степени – в южной части полосы развития отложений. С кислыми эффузивами ассоциируют магнетитовые сланцы и кварциты, мощность прослоев которых составляет 20–36 м, суммарная мощность рудных прослоев

достигает 70 м. К югу и северу, в направлении к удаленной по отношению к центрам вулканизма части фациального профиля, происходит уменьшение мощности или отсутствие рудоносности железисто-кремнистых отложений, что свидетельствует о непосредственной связи источников железа с вулканизмом.

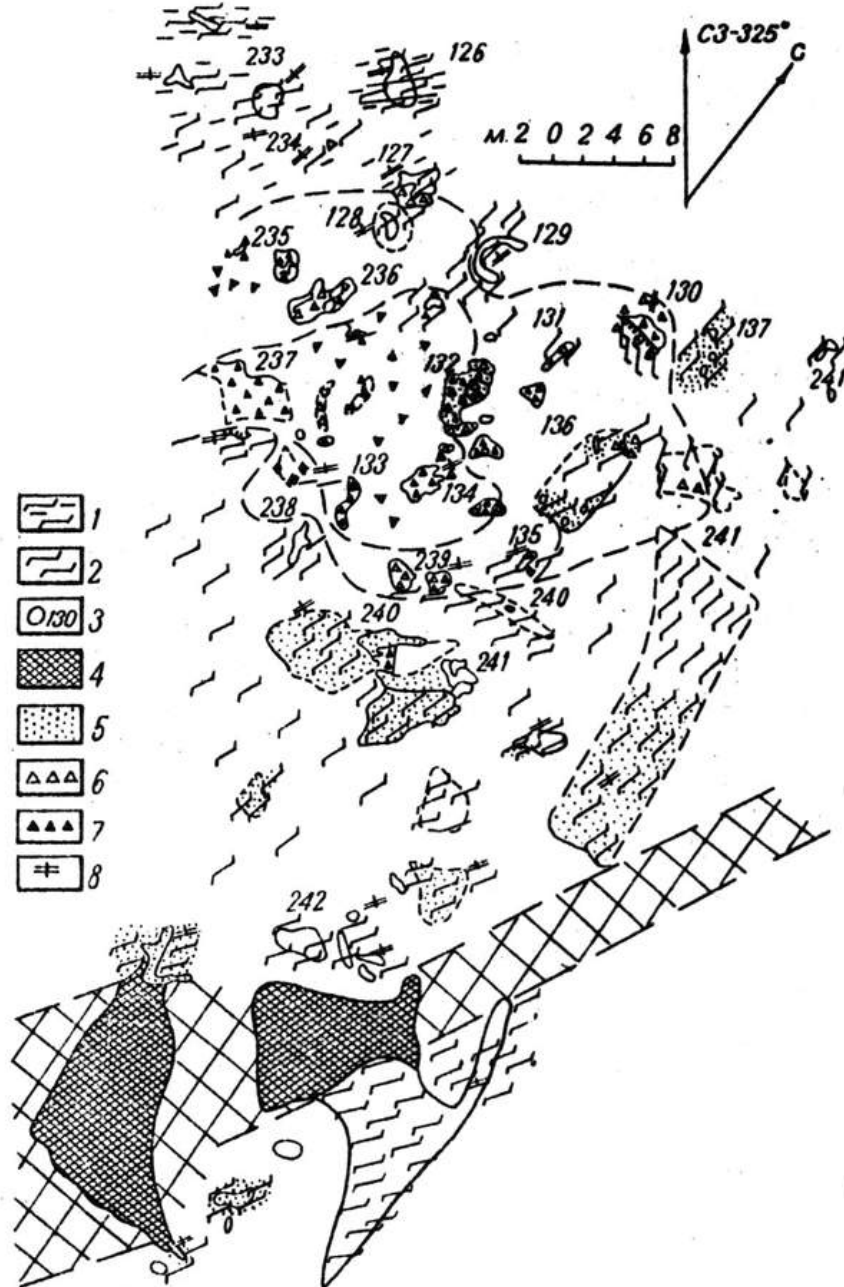


Рис. 1.24. Диатрема риодацитов – гидроэксплозивная брекчия:

1 – метатUFFы риодацитов; 2 – геллефлинта; 3 – контуры и номера расчинок; 4 – зоны дробления; 5 – участки развития рогообманкового порфиробластеза; 6–7 – брекчия с различным объемом обломочного материала (< 70 % и до 90 %); 8 – сланцеватость

Исследователями в пределах архейских зеленокаменных структур Фенноскандинавского щита установлено значительное количество палеовулканических построек центрального типа для кислых ультраосновных вулканитов.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

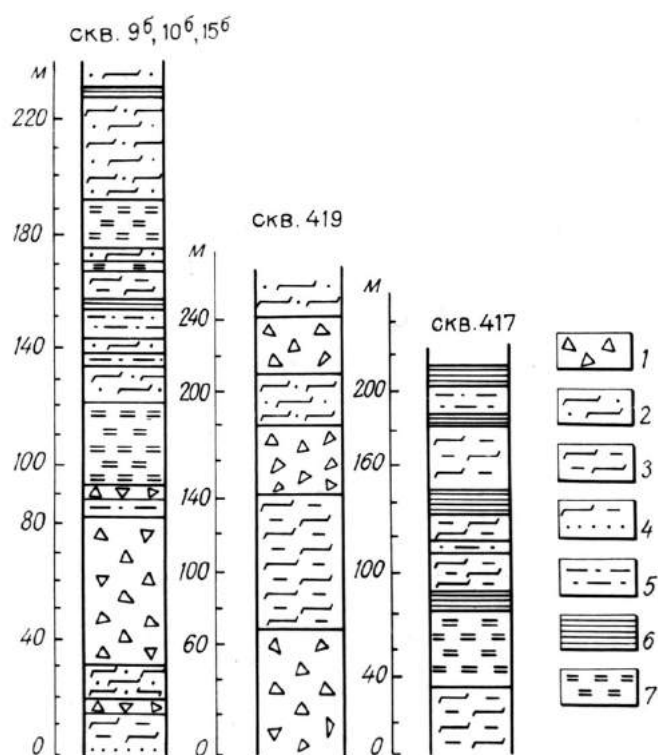


Рис. 1.25. Характер ассоциаций риодацитовых вулканитов и железисто-кремнистых образований в Костомукшском рудном поле:

1–4 – метатуфы риодацитов; 5 – углеродсодержащие слюдистые сланцы; 6 – магнетитовые кварциты; 7 – магнетитовые сланцы

Таким образом, на территории Карелии установлено около 20 палеовулканических построек центрального типа [Вулканизм архейских..., 1981] и шесть в Восточно-Финляндской зоне (зеленокаменный пояс Типасъярви – Кухмо – Суомуссалми).

1.4.5. Палеогеографический анализ и фациальные типы седиментационных процессов в позднем докембрии

Литологические исследования позднеархейских образований восточной части Фенноскандинавского щита в процессах Западно-Карельской, Центрально-Карельской и Восточно-Финляндской зон показали, что метаморфизованные терригенные, хемогенно-осадочные и вулканогенно-осадочные образования имеют широкое распространение в составе супракрустальных толщ и присутствуют во всех стратиграфических подразделениях – сериях, свитах [Горьковец и др., 1981, 1991; Горьковец, Раевская, 1983, 1986, 2004; Раевская и др., 1992], а в нижней нюкозерской и верхней гимольской сериях метаморфизованные терригенные и хемогенно-осадочные образования составляют 100 % разреза Костомукшского рудного района. В составе всего разреза осадочные породы составляют до 50 %.

В разрезах зеленокаменных поясов Восточно-Финляндской зоны метаморфизованные позднеархейские терригенные и хемогенно-осадочные отложения формируют лишь самые верхние части разрезов, до 10–15 % состава супракрустальных толщ [Luukkonen, 1992].

Главнейшим фактором формирования осадочных терригенных и хемогенно-осадочных толщ являются тектонические и палеогеографические условия земной коры, которые формировали площадные коры выветривания. Детальные геологические исследования позволили впервые выявить в архее Карелии такие коры выветривания в Гимольском, Костомукшском районах, участках Койкары, Хизоваара [Горьковец, Раевская, 1983, 1986; Светова, 1988; Кожевников, 2000]. Такие позднеархейские площадные коры выветривания установлены на одном стратиграфическом уровне и в одном типе ассоциации породных комплексов: различные типы выветривания разрушаемых пород (гнейсограниты, метабазальты, коматииты), четкий контакт и перекрывающие конгломераты, граувакки [Горьковец, Раевская, 1983, 1986].

Для двух участков района Костомукшского рудного поля (см. рис. 1.14, 1.26; табл. 1.17) и Межозерского месторождения (Суккозера) (см. табл. 1.18) проведен расчет по окислу-свидетелю Al_2O_3 привноса-выноса химических элементов из кор выветривания, который свидетельствует о том, что

для метабазальтов и гнейсо-гранитов в позднем архее характерна общая тенденция удаления из верхней части коры выветривания кальция, железа, магния, марганца, титана и концентрации калия [Горьковец, Раевская, 1986].

Разрушение раннеархейских пород Вокнаволоцкого блока и их снос в область лопийской седиментации привели к формированию крупнейших на Фенноскандинавском щите Костомукшского и Корпангского железорудных месторождений.

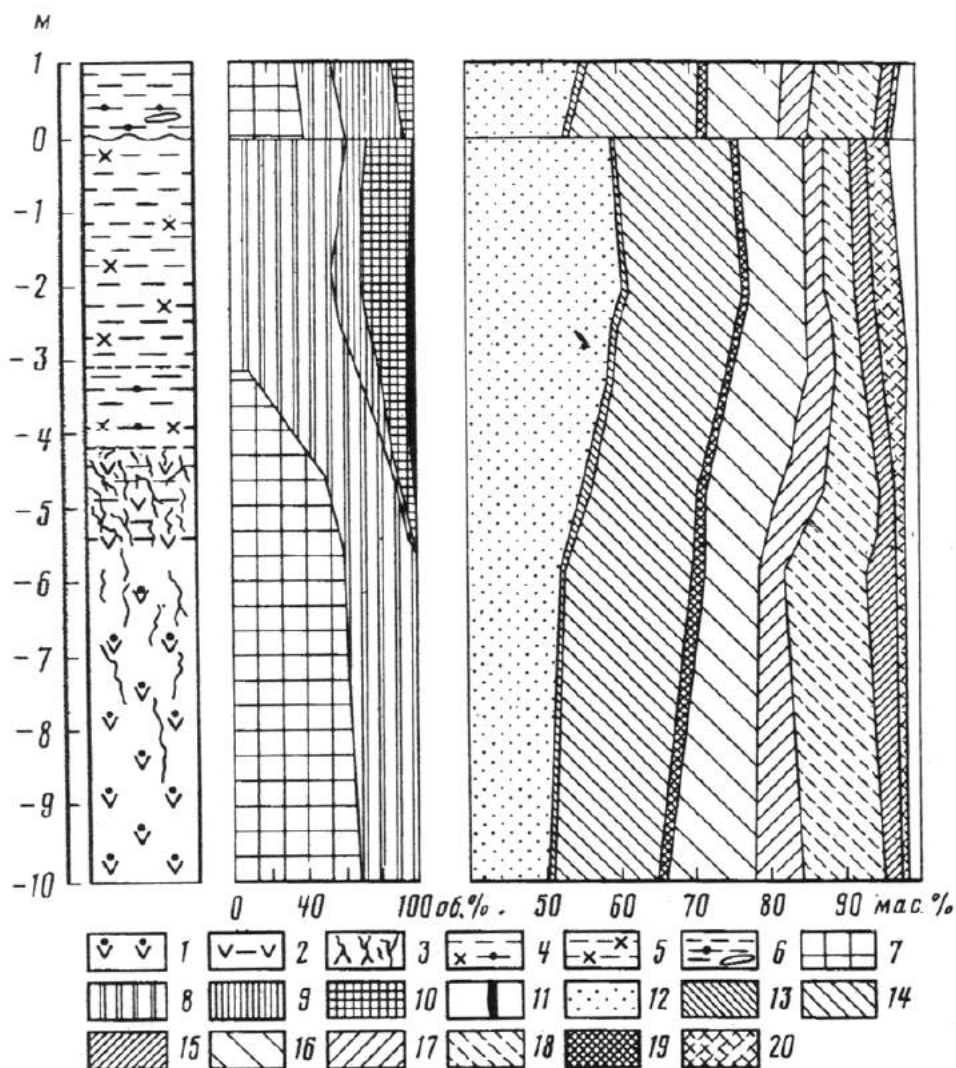


Рис. 1.26. Зональное строение верхнеархейской метаморфизованной коры выветривания метабазальтов:

1 – полевошпат-роговообманковые сланцы с реликтами текстур шаровых лав; 2 – биотитизированные полевошпат-роговообманковые сланцы; 3 – кварц-карбонатные и карбонатные прожилки; 4 – роговообманко-биотит-плаггиоклазовые сланцы с гранатом; 5 – кварц-биотит-плаггиоклазовые сланцы с гранатом; 6 – метаграувакки; 7 – роговая обманка; 8 – плаггиоклаз; 9 – кварц; 10 – биотит; 11 – гранат; 12 – SiO_2 ; 13 – TiO_2 ; 14 – Al_2O_3 ; 15 – Fe_2O_3 ; 16 – FeO ; 17 – MgO ; 18 – CaO ; 19 – Na_2O ; 20 – K_2O

Верхние части разрезов лопийских толщ в локальных структурах состоят исключительно из терригенно-осадочных и хемогенно-осадочных ритмично построенных комплексов и включают основные запасы железных руд региона и прорываются пластово-секущими телами силлов риодацитового, андезидацитового, а на участке Костомукшского рудного поля – силлами ультраосновного и риодацитового составов.

В зеленокаменных поясах Восточной Финляндии присутствуют терригенно-осадочные, хемогенно-осадочные образования, но на 30 % они ассоциируют также с вулканитами (базальтами, андезидацитами, андезитами).

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Мощности разрезов серии составляют от 1000 до 3000 м. На участках сводового-глыбового поднятия лопийские толщи сложены терригенно-осадочными образованиями – конгломератами, гравелитами, песчано-глинистыми и хемогенно-осадочными рудными толщами – железистыми кварцитами до 45 м мощности.

В верхах лопия в связи с кратонизацией позднеархейских образований и установлений субплатформенных условий на ранее подвижной территории в ряде геологических структур сформировались платформенные осадки – кварциты, кварцевые гравелиты, конгломераты и песчаники с косослоистой текстурой. Породы Хедозерской свиты, мощность которой до 300–500 м, развиты как среди зеленокаменных поясов, локальных структур, так и на участках глыбово-сводовых поднятий.

Литологические исследования позднеархейских образований в пределе восточной части Балтийского щита начаты В.М. Черновым (1964) [Чернов и др., 1970], где лопийские толщи, включающие железистые кварциты, диагностировались как вулканогенно-осадочные туфогенные. Генезис железистых кварцитов также определялся как вулканогенно-осадочный.

Иной методический подход при проведении исследований железисто-кремнистых формаций был предложен в более поздних работах [Горьковец, 1977; Горьковец, Раевская, 1977, 1983, 1986, 2004; Горьковец и др., 1981, 1991 и др.].

В результате исследований в составе позднелопийских железорудных толщ Карелии выделена большая группа метаморфизованных осадочных образований – конгломератов, граувакк, аркозов, алевритов, кварцитов, пелитов, псаммитов, турбидитов (флиш) и хемогенных осадков, слагающих до 50–95 % объема локальных разрезов. Методика этих исследований включала комплексное изучение геологии, литологии, вулканологии, петрографии, петрохимии, геохимии изотопов и других сторон рассматриваемых отложений. Важнейшие черты – выявление и анализ реликтов текстурно-структурных особенностей, цикличности, ритмичности и других диагностических сочетаний признаков.

Таблица 1.17. Абсолютный привнос и вынос химических элементов из догимольской (позднеархейской) метаморфизованной коры на метабазах по окислу-свидетелю Al_2O_3

Окислы	Полевошпат-роговообманковый сланец (исходная порода)	Полевошпат-роговообманково-биотитовый сланец				Биотит-кварцевый сланец			
		а	сод., г/100 г	б	а–б	$\frac{a-b}{a} \cdot 100\%$	сод., г/100 г	б	а–б
SiO ₂	50,90	60,40	62,94	+12,04	+23,6	60,00	65,58	+14,68	+28,8
TiO ₂	0,92	0,75	0,78	–0,14	–15,2	0,69	0,75	–0,17	–18,5
Al ₂ O ₃	16,73	16,06	16,73	0	0	15,30	16,73	0	0
MnO	0,328	0,154	0,161	–0,167	–50,9	0,120	0,131	–0,190	–57,9
MgO	4,24	2,90	3,02	–1,22	–29,9	3,0	3,28	–0,96	–22,6
CaO	9,60	4,90	5,11	–4,49	–46,7	4,63	5,06	–4,54	–47,3
Na ₂ O	2,66	2,33	2,43	–0,23	–8,6	2,11	2,30	–0,33	–12,4
K ₂ O	0,23	1,68	1,75	+1,52	+660	1,89	2,07	+1,84	+800
FeO	10,64	7,70	8,02	–2,62	–24,6	9,46	10,34	–0,3	–2,8
Fe ₂ O ₃	1,78	1,25	–1,30	–0,48	–27,0	0,60	0,66	–1,12	–6,3
F	0,03	0,41	0,427	+0,397	+1323	0,48	0,52	–0,490	–16,33
п.п.п.	1,34	1,40	1,45	+0,11	+8,2	1,61	1,75	+0,41	30,6
P ₂ O ₅	0,13	0,21	0,218	+0,078	+60	0,17	0,18	+0,05	38,5
Вынос (–)				–9,347				–8,10	
Привнос (+)				+14,145				+16,98	
Абсолютный вынос				4,318				+8,88	

Примечание. Здесь и в табл. 1.18: а – содержание окислов, г, на 100 г исходной породы; б – из 100 г исходной породы осталось окислов в коре выветривания; $\frac{a-b}{a} \cdot 100\%$ – степень выноса окисла в процессе выветривания.

Как показали исследования [Вернадский, 1965; Виноградов, 1967; Cloud, 1968 и др.], экзогенные процессы на поверхности Земли являются результатом взаимодействия гидросферы, атмосферы с кристаллической оболочкой земной коры и зависят в основном от степени геолого-структурного и физико-химического равновесия между этими оболочками. Фациальный состав осадочных пород находится в прямой зависимости от геолого-тектонических критериев состава атмосферы и гидросферы, и их изучение является главнейшим инструментом познания этих процессов на ранних этапах развития Земли.

Изучение докембрийских геологических процессов и, в частности, седиментогенеза, показало наличие большого сходства с фанерозойскими, что послужило основой для единства законов геологических процессов развития Земли в докембрии и фанерозое. Причем речь идет не о полной аналогии, а лишь о том, что в подобных палеогеографических, палеотектонических и физико-химических условиях возможно формирование однотипных осадочных пород, но с учетом специфики условий среды, обусловленной эволюционным развитием Земли.

Таблица 1.18. Абсолютный привнос и вынос химических элементов из догимольской метаморфизованной коры на гнейсо-диоритах по окислу-свидетелю Al_2O_3

Окислы	Гнейсо-диорит (исходная порода)	Гнейсо-диорит биотитизированный				Кварц-полевошпат-биотитовая порода			
	a	сод., г/100 г	b	a-b	$\frac{a-b}{a} \cdot 100\%$	сод., г/100 г	b	a-b	$\frac{a-b}{a} \cdot 100\%$
SiO ₂	57,76	55,68	54,11	-2,65	-4,7	58,10	49,11	-7,65	-13,5
TiO ₂	0,53	0,66	0,64	+0,11	+20,7	0,47	0,40	-0,13	-24,5
Al ₂ O ₃	14,35	14,77	14,35	0	0	16,97	14,35	0	0
MnO	0,182	0,206	0,200	+0,018	+9,9	0,172	0,15	-0,032	-17,6
MgO	6,93	6,05	5,88	-1,05	-15,2	4,03	3,41	-3,52	-50,8
CaO	5,04	3,65	3,55	-1,49	-29,6	2,17	1,83	-3,21	-63,7
Na ₂ O	3,19	3,41	3,31	+0,12	+3,8	4,41	3,72	+0,53	+16,6
K ₂ O	3,17	4,46	4,33	+1,16	+36,6	4,0	3,38	+0,21	+6,6
FeO	5,17	4,89	4,75	-0,42	-8,1	4,96	4,19	-0,98	-19,0
Fe ₂ O ₃	2,64	2,47	2,40	-0,024	-9,1	2,29	1,94	-0,70	-26,5
S	0,09	0,02	0,02	-0,07	-77,8	0,16	0,14	+0,05	55,5
п.п.п.	1,60	3,04	2,95	+1,35	84,4	1,68	1,42	-0,18	-11,3
P ₂ O ₅	0,384	0,19	0,18	-0,20	-53,1	0,14	0,12	-0,26	-68,7
Вынос (-)				-6,12				-16,66	
Привнос (+)				+2,76				+0,79	
Абсолютный вынос				-3,36				-15,87	

Так, для архейских флишевых (турбидитных) толщ [Dunbar, Mc Call, 1971; Горьковец, 1977; Горьковец, Раевская, 1977 и др.] отмечаются повышенное, по сравнению с позднепротерозойским и фанерозойским флишем, содержание железа и низкий коэффициент его окисления ($Fe_2O_3/FeO < 1$). Появление в позднем архее и широкое развитие в нижнем протерозое Земли железисто-кремнистых формаций при отсутствии этих образований в более ранние и более поздние периоды являются спецификой физико-химических и геодинамических условий в истории планеты. Таким образом, в основе методологического подхода к изучению осадочных толщ нами принимается актуалистический метод в его диалектическом понимании.

Для терригенных пород позднего архея Фенно-Карельского региона характерно разнообразие фациального состава, включающего грубообломочные породы – конгломераты, гравелиты, грауваки, аркозы, а также метаморфизованные песчано-глинистые осадки флишевого типа (турбидиты), существенно глинистые осадки, а также хемогенные железисто-кремнистые.

Каждая из разновидностей позднеархейских терригенных метаморфизованных образований имеет довольно широкое распространение в лопии, слагая пласты, пачки, свиты и серии (см. табл. 1.17). Терригенные образования приурочены преимущественно к верхней части разреза лопия, слагая 70–100 % разреза гимольской серии Западно-Карельской зоны, 15–20 % разреза позднего архея Восточно-Финляндской зоны, 5–10 % разреза лопия Южно-, Восточно- и Северо-Карельской зоны.

Для метаморфизованных обломочных пород лопия благодаря в различной степени сохранившимся реликтам первичных структур и текстур с учетом минерального и химического состава в большинстве случаев удается выявить их дометаморфические аналоги.

Грубообломочные осадки – метаконгломераты, метагравелиты, имеют широкую географию распространения, слагают линзовидные пласты 10–450 м мощностью и протяженностью первые сотни метров – первые километры.

В составе гимольского уровня позднеархейские грубообломочные образования, представленные базальными полимиктовыми конгломератами, гравелитами и граувакками, отмечены исследователями [Вулканизм архейских..., 1981; Горьковец и др., 1981; Рыбаков, 1987 и др.] на Костомукшском и Межозерском железорудных месторождениях железистых кварцитов Карелии, зеленокаменных поясах Типасъярви, Кухмо и Иломанси Восточно-Финляндской зоны [Taipale et al., 1983; Tuukki et al., 1987; Luukkonen, 1992 и др.].

На Костомукшском месторождении грубообломочные породы образуют пласт мощностью 10–80 м общей протяженностью около 5 км. Они залегают между метабазами контоксской серии и железорудно-сланцевыми толщами гимольской серии (см. рис. 1.1).

Для конгломератов характерны закономерности строения и изменения состава обломков и цемента [Геология и металлогения..., 1981]. Размер обломков колеблется от 0,3 до 10 см в поперечнике и от 1,5 до 20, реже до 80 см в длину. В сечениях, перпендикулярных линейности метаморфизованных пород, обломки имеют округлую и угловатую со сглаженными краями форму. Количество обломков составляет 30–50 % объема породы, реже достигает 80 %. Среди обломков присутствуют породы различного состава; преимущественным распространением пользуются светло-серые тонкозернистые метавулканы риодацитового состава, в которых иногда невооруженным глазом различимы вкрапления полевого шпата, реже встречаются мелкозернистые кварциты, биотит-кварцевые, амфиболовые сланцы и амфиболиты.

Гальки метаэффузивов кислого состава составляют около 60 % обломочного материала и в пределах пласта распространены более или менее равномерно. По структуре, минеральному и химическому составу метавулканы кислого состава из обломков аналогичны метаморфизованным туфам и туффитам риодацитов шурловаарской свиты контоксской серии, подстилающей гимольскую серию. Обломки полевошпат-роговообманковых сланцев и амфиболитов встречаются только вблизи контакта с вулканами основного состава контоксской серии, составляя до 25 % обломочного материала. По направлению к центральной части пласта содержание их снижается практически до полного исчезновения. По петрографическим особенностям эти обломки сходны с метабазами контоксской серии.

Кварциты, встречающиеся среди обломочного материала, сопоставимы с кварцевыми прослоями магнетитовых кварцитов шурловаарской свиты. В конгломератах отмечались единичные находки гальки плагиогранитов.

Состав цемента характеризуемых грубообломочных пород неоднороден и меняется вверх по разрезу. Вблизи контакта с метавулканами основного состава цемент представлен метаграувакко-эпидот-роговообманко-биотит-полевошпатового состава. Структура его лепидонематобластовая, с участками бластопсаммитовой. По мере удаления от этого контакта постепенно уменьшается количество роговой обманки, возрастает содержание биотита, кварца. В восточной части пласта цемент представлен слоистым биотит-кварцевым гранатсодержащим сланцем с реликтами псаммитовой структуры. Однако в составе контоксской серии, кроме метавулканитов кислого состава, присутствуют коматииты и развиты более широко метавулканы основного состава. В обломочном же материале конгломератов коматииты отсутствуют, а незначительное количество галек вулканитов основного состава встречается только вблизи контакта конгломератов с метабазами контоксской серии. Как показали исследования, наименее устойчивыми к выветриванию и абразии при транспортировке являются ультраосновные и основные породы, содержащие оливин, пироксен, амфибол, кальциевый плагиоклаз и также породы, содержащие гематит и магнетит. В ряду выветривания более устойчивыми являются кислые кварцсодержащие породы.

На Межозерском железорудном месторождении грубообломочные породы подавляющим большинством исследователей рассматриваются как конгломераты гимольской серии. Они образуют полосу шириной 1 км, прослеживающуюся в субмеридиональном направлении на 5 км. Конгломераты претерпели интенсивные динамометаморфические изменения. Непосредственно в обнажениях можно наблюдать, что конгломераты смяты в складки, причем происходит смятие не только цемента, но и

галечного материала. Гальки развальцованы, сильно вытянуты по линейности и сланцеватости и в горизонтальной плоскости выглядят как линзовидно выклинивающиеся полосы шириной 0,5–5 см, иногда напоминающие прожилки. На плоскостях падения гальки имеют веретенообразную форму.

Изучение суккозерских полимиктовых конгломератов, проведенное в 1963–1966 гг., а в дальнейшем дополнительные исследования 1981–1984 гг. [Горьковец, Раевская, 1991] показали, что эти грубообломочные образования являются базальными для пород гимольской серии лопия (рис. 1.27).

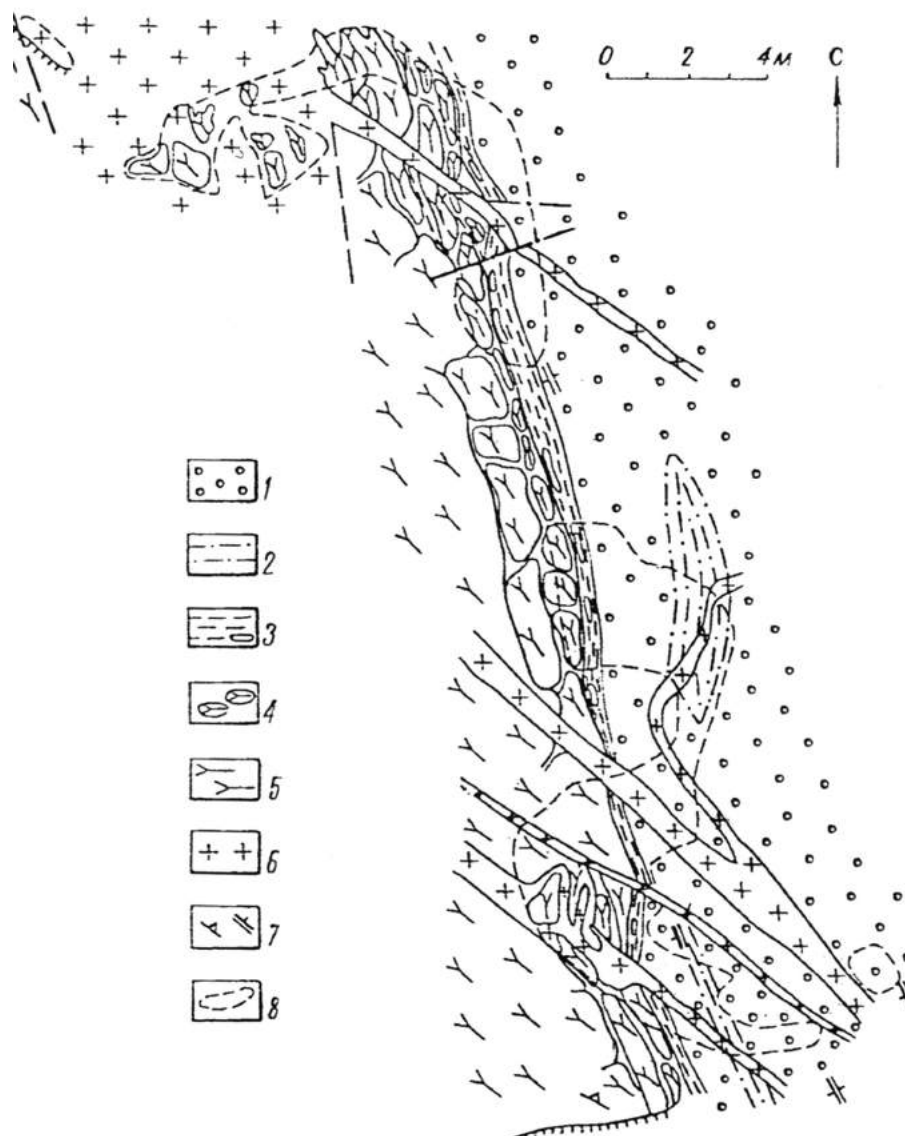


Рис. 1.27. Контакт метаморфизованной коры выветривания гнейсо-диоритов с конгломератами:

1 – полимиктовые конгломераты; 2 – гравелиты; 3 – валуны и гальки гнейсо-диоритов в сланцеватой биотит-кварц-полевошпатовой породе; 4 – глыбы гнейсо-диоритов; 5 – гнейсо-диориты; 6 – пегматит; 7 – гнейсовидность, сланцеватость; 8 – контуры расщелков

Конгломераты в Суккозерской структуре залегают на гнейсо-диоритах через кору химического выветривания, фиксирующую довольно длительный перерыв осадконакопления внутри лопия [Горьковец, Раевская, 1983, 1986]. Эти грубообломочные породы представляют собой грубослоистые и ритмичнослоистые образования с чередованием прослоев, в которых различно соотношение галечного материала и цемента. Пласт конгломератов облекает выступ архейских гнейсо-гранодиоритов. В составе обломочного материала резко преобладают гальки гнейсо-гранодиоритов, гнейсо-диоритов, плагиогранитов, и в меньшем объеме присутствуют гальки андезидацитового и риодацитового состава. Обломки вулканитов средне-кислого состава представляют аналогичные образования, развитые

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

в Гимольском железорудном месторождении и сопоставимые с породами контоксской серии. Обломки представляют собой сплюснутые линзы (удлинение галек от 1 : 4 до 1 : 10), вытянутые по линейности и сланцеватости, с крутыми до вертикальных углами падения. Довольно часто эти обломки смяты в N-образные складки. Цемент конгломератов слюдястый кварц-полевошпат-биотитовый. Конгломераты прорваны жильными телами плагиоминоклиновых гранитов, аплитов, пегматитов, габбро-диабазов и жилами кварца.

Вместе с постоянно и медленно накапливающимися на дне архейских водоемов (рис. 1.28) хемогенными железисто-кремнистыми осадками (фоновые осадки) из мутьевых спазматических потоков в результате гравитационных процессов формируется железисто-кремнистый флиш (турбидиты), характерный для хемогенного терригенно-осадочного седиментогенеза в раннем докембрии [Dunbar, Mc Call, 1971; Горьковец, 1977].

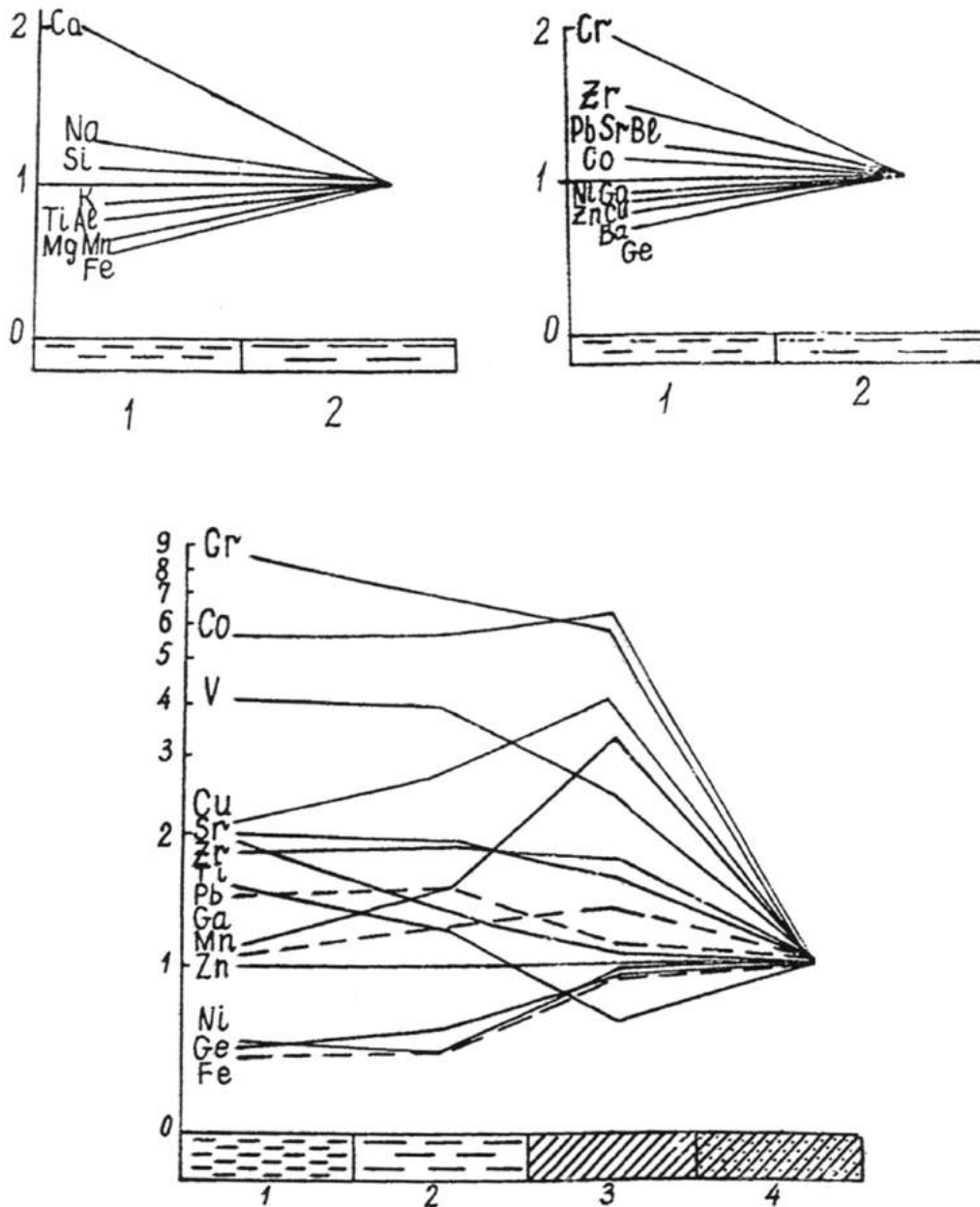


Рис. 1.28. Характер распределения элементов в ритмичнослоистых флишевых слоях (поздний архей, Костомукшский район):

- 1 – биотит-кварцевые, биотит-полевошпат-кварцевые сланцы; 2 – кварц-биотитовые, филлитовые сланцы;
3 – гранат-амфибол-биотитовые сланцы и кварциты; 4 – магнетитовые кварциты

В случае интенсивного питания и большого влияния сейсмичности в пелагической зоне происходит многократное образование чередующихся песчано-глинистых ритмов (циклов) с градационной слоистостью (типа «graded bedding»). Хомогенная железисто-кремнистая седиментация в этом случае подавлялась терригенной, и соединения железа и кремнезема не образовали самостоятельных прослоев, а осаждались совместно с терригенными осадками. Снижение сейсмической активности в шельфовой зоне и сокращение областей питания, выразившееся перерывами в терригенной седиментации, привели к формированию в пелагической обстановке хомогенных железисто-кремнистых осадков. Как правило (в типовом случае), из мутьевого потока с удалением от континентального склона (и по вертикали) образуется латеральный ряд (цикл) с градационным уменьшением размеров зерен в терригенных и химических осадках по схеме: песчаники → глинисто-песчаные → песчано-глинистые → глиноземисто-железисто-кремнистые → железисто-кремнистые осадки. Переходы между элементами внутри каждого цикла (ритма) постепенные, между циклами – четкие, резкие.

Граувакки. Метаграувакки в позднеархейских образованиях не имеют широкого распространения. Геологически они располагаются преимущественно на метабазах подстилающих комплексов, образуя пласты от 1 до 40 м мощностью. В составе метаграувакк, представляющих собой метаморфизованные крупнообломочные песчаники, присутствуют в основном обломки разрушенных процессами денудации метабазах и в значительно меньшем объеме – кислых вулканитов и кварцитов. Размер обломков 0,1–0,8 см в поперечнике и 3–5 см в длину. Метаграувакки Костомукшского, Гимольского районов Карелии представляют собой четко- и тонкополосчатые породы темно-зеленого, зеленовато-серого цвета, неясно полосчатые в одном случае или четко- и контрастно полосчатые – в другом, что определяется первичным составом материнских пород и динамикой формирования метаграувакк.

Для метаграувакк характерна слоистая текстура, обусловленная чередованием слоев полевошпата-амфиболового с гранатом, амфибол-полевошпатового и биотит-кварц-полевошпатового состава. Мощность 0,5–5 см, чаще 1–2 см. Иногда метаграувакки представлены неотчетливо слоистыми биотит-полевошпат-роговообманковыми сланцами с мелкими обломками основных, кислых эффузивов и мелкозернистых кварцитов, ориентированных по сланцеватости. Объем их до 10 % породы. Размер обломков 0,1–0,2 см в поперечнике и до 5 см в длину (ориентировка по линейности). Слоистость в этих метаграувакках обусловлена чередованием слоев, содержащих биотит, роговую обманку и существенно роговообманковых слоев. Границы их не резкие. Мощность 3–10 см.

Псаммиты – пелиты. Терригенные породы псаммитового, алевролитового и пелитового ряда в верхнем архее на территории Фенно-Карельского блока представлены их метаморфическими аналогами – слоистыми и ритмично-слоистыми слюдястыми сланцами. Эти метаморфизованные терригенные образования, наиболее широко развитые в Западно-Карельской зоне, слагают верхнюю часть разреза лопия и представлены образованиями гимольской серии (см. рис. 1.28).

По текстурным и структурным особенностям, минеральному и химическому составу слюдястые образования сопоставляются [Горьковец, 1977; Горьковец, Раевская, 1977 и др.] с метаморфизованными терригенными флишевыми осадками Центральной и Западной Карелии. Эти метаморфизованные толщи слагают также верхние части разрезов зеленокаменных структур Кухмо и Иломанси Восточно-Финляндской зоны при практически полном отсутствии таких осадков в лопийских разрезах Восточной, Южной и Северной Карелии.

Макроскопически эти породы представлены ритмично-слоистыми сланцами темно-серого – серого цвета, часто интенсивно обохренными. Слоистость ритмичная, хорошо отмечается на выветрелой поверхности или в керне буровых скважин.

Слюдястые сланцы флишевого типа часто содержат прослои (от первых сантиметров до первых метров) магнетитсодержащих тонко- и грубослоистых кварцитов и (или) гранат-грюнеритовых сланцев, кварцитов и гранатитов.

Среди слюдястых сланцев выделяются следующие петрографические разновидности: кварцитовидные полевошпат-биотит-кварцевые сланцы; кварц-биотитовые сланцы; филлитовидные кварц-биотитовые сланцы; порфиробластические ставролитовые и «пятнистые» сланцы.

Наиболее распространены первые три разновидности, которые встречаются в зонах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. В зоне зеленосланцевой фации в составе всех разновидностей сланцев присутствует хлорит.

Характерной особенностью сланцев является их слоистый характер. Слоистость обусловлена наличием среди темно-серых сланцеватых пород биотит-кварцевого и кварц-биотитового состава более темных прослоев, обогащенных биотитом, реже углеродистым веществом мощностью 6–30 см. Для сланцев характерна градационная слоистость типа «graded bedding».

Псаммитовые метаосадки сложены кварцитовидными полевошпат-биотит-кварцевыми сланцами и представляют собой мелкозернистые кварцитовидного облика слабосланцеватые или сланцеватые породы светло-серого и серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком (ввиду присутствия в основной массе сланцев хлорита). В ритмичнослоистых пачках они слагают обычно нижние, более грубозернистые части ритмов.

Для биотит-кварцевых сланцев характерна лепидогранобластовая структура, нередко с реликтами псаммитовой.

Главными породообразующими минералами полевошпат-биотит-кварцевых сланцев являются кварц (от 40 до 65–70 % объема породы) и биотит (от 10–20 до 30–35 %), а также полевой шпат.

Алевролитовые метаосадки представлены кварц-биотитовыми сланцами.

По минеральному составу эти сланцы сходны с вышеописанными полевошпат-биотит-кварцевыми сланцами и отличаются от них большим содержанием биотита (40–70 % объема породы). Структура породы – гранолепидобластовая, иногда с реликтами псаммитовой.

Вторичные и акцессорные представлены теми же минералами, что и в кварцитовидных биотит-кварцевых сланцах, в отличие от которых здесь появляются грюнерит с сине-зеленой роговой обманкой и углеродистое вещество в тонкораспыленном виде.

Пелитовые метаосадки представлены филлитовидными кварц-биотитовыми сланцами, мощностью 5–30 см, редко до 3 м.

Макроскопически филлитовые кварц-биотитовые сланцы отличаются от описанных выше разновидностей более тонкозернистым сложением и представляют собой тонкосланцеватые темно-серые до черного цвета породы с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. Эти сланцы сложены в основном биотитом (50–60 %) и кварцем (40–50 %), зерна которого обычно сильно удлинены в направлении сланцеватости породы и имеют размеры 0,02–0,05 мм в поперечнике. Из второстепенных и акцессорных минералов присутствуют плагиоклаз, иногда порфириобласты поздней роговой обманки, эпидот, хлорит, серицит, гранат, мелкие кристаллики турмалина. Из рудных минералов преобладают сульфиды.

Структура гранолепидобластовая и микрогранолепидобластовая; текстура сланцеватая, неотчетливая микрослоистая, обусловленная чередованием прослоев с различной концентрацией биотита мощностью до 5–7 мм.

В верхах разреза гимольской серии Межозерского месторождения (Кухмо, Восточная Финляндия) Хедозеро-Большезерского железорудного района исследователями (Стенарь, 1963) [Горьковец и др., 1991] отмечено развитие зрелых кварцевых терригенных пород – конгломератов, кварцевых гравелитов, кварцитопесчаников.

1.4.6. Геологический эффект вулканизма и седиментации

Широко проявленный вулканизм этапа развития лопийской подвижной области в пределах восточной части Фенноскандинавского щита выразился в формировании мощных толщ базальтового, коматиитового, андезитового и риодацитового составов, ранее распространенных на незначительных площадях.

Геологический эффект вулканогенного процесса в объемном выражении для лопийского вулканического комплекса приводится с большой долей условности, т. к. в течение всех последующих этапов тектонического развития территории процессы эрозии и гранитизации уничтожили значительную часть лопийских образований. Лишь в пределах небольших участков, локальных структур на современном эрозионном срезе отмечаются вулканогенно-осадочные толщи лопия, для которых с некоторым приближением можно оценить мощности вулканитов и сформировавшихся за их счет терригенных и хемогенных осадков, а также составить представление об их площадном распространении.

Подсчеты объемов сформированных вулканогенных и осадочных пород этапа лопийской подвижной области Карелии проведены с целью получения порядка цифр, характеризующих эндогенные

и экзогенные процессы и их соподчиненность. При оценке объемов вулканитов для лопийского этапа принято во внимание то, что формирование вулканогенных толщ происходило в основном в водной среде.

При формировании базальтовых вулканогенных толщ контоковского уровня лопийского комплекса [Горьковец и др., 1991], ранее развитых шире на территории Фенно-Карельского блока, преобладали преимущественно лавовые фации вулканитов ($KЭ = \sim 6\%$). В составе контоковского уровня [Вулканизм архейских..., 1981; Геология и металлогения..., 1981; Геология и метаморфизм..., 1991 и др.] присутствуют вулканогенно-осадочные и хемогенные образования, доля которых в составе вулканогенных толщ незначительна и составляет в различных локальных структурах 0,5–2 %.

Исходя из допущения, что базальтовый вулканизм лопийской гранит-зеленокаменной подвижной области Фенно-Карельского блока не был практически повсеместен, объем базальтового вулканизма при средней его мощности 1000 м составил 100 тыс. км² [Эволюция..., 1985].

Объем коматиитовых вулканитов, нехарактерных для современных океанических структур, а приуроченных предположительно к верхнемантийным глубокофокусным зонам, характеризующимся высоким тепловым потоком [Komatiites, 1982; Коматииты и высокомагнезиальные..., 1988 и др.], составил сравнительно небольшой процент по сравнению с объемом базальтовых вулканитов.

Расчет объема продуктов ультрамафитов для Костомукшского и Совдозерского железорудных районов составил не более 15 км³.

Общий объем коматиитов лопийского комплекса Костомукшского рудного района Карельского кратона, а также его развития в зеленокаменном поясе Типасъярви – Кухмо – Суомуссалми [Hanski, 1980], районе Иломанси [Tuukki et al., 1987] – не более 10 км³.

Объем кислых вулканитов риодацитового состава, развитых незначительно в пределах Костомукшского рудного района Западно-Карельской и Центральной зоны, составил в Костомукшском районе около 100 км³, суммарно и примерно столько же в Гимольском и Хедозеро-Большезерском железорудных районах. Суммарный объем продуктов кислых вулканитов в железорудных районах Карелии, вероятно, около 200–300 км³.

Андезитовые осадочно-вулканогенные толщи преимущественным развитием пользуются в пределах зеленокаменных поясов Ведлозеро-Сегозерского, Парандово-Тикшезерского, Кухмо – Суомуссалми, Типасъярви, Иломанси [Вулканизм архейских..., 1981; Taipale et al., 1983 и др.]. Для андезитовых вулканитов этих зеленокаменных поясов характерны пирокластические и лавовые фации с коэффициентом эксплозивности ($KЭ$), достигающим в среднем 30–40 %.

Соотношение вулканитов андезитового состава и ассоциирующих с ними осадочных образований в локальных структурах (Хаутаваарской, Ялонваарской и т. д.) достигает примерно 10 : 1. Объем продуктов андезитового вулканизма для нижнелопийского периода оценивается в 1,5–2 тыс. км³.

Таким образом, суммарный объем продуктов вулканизма для нижнелопийского этапа подвижной зоны Карелии составил около 163 тыс. км³.

На заключительном этапе развития подвижной лопийской гранит-зеленокаменной области Карелии в орогенных условиях характерно формирование терригенно-осадочных и хемогенных отложений, развитых преимущественно в пределах Западно-Карельской и Восточно-Финляндской зон. Вулканизм, многократно уступающий по интенсивности нижнелопийскому, протекал преимущественно в Кухмо – Суомуссалми, Типасъярви и Иломанси зеленокаменных поясах. Общий объем вулканитов, в основном пирокластического риодацитового состава с высоким коэффициентом эксплозивности ($KЭ = 50–60\%$) и базальтового вулканизма ($KЭ = \sim 5–7\%$) позднего лопия, оценивается [Эволюция..., 1985] примерно в 1,5 тыс. км³.

Объем терригенной и хемогенной седиментации для позднелопийского этапа составляет не менее 70 тыс. км³.

Таким образом, полученные с большой долей условности предварительные оценки объемов вулканических и осадочных пород этапа лопийской подвижной области могут свидетельствовать о значительной вулканической деятельности в начальные этапы геодинамического развития и резком спаде вулканической деятельности на конечных этапах ее развития.

Для позднелопийского этапа характерно нарастание объемов терригенной седиментации, проходившей за счет эрозии подстилающих геологических комплексов раннеархейских блоков и подстилающих нижнелопийских вулканогенных комплексов, а также нижнеархейских гранитоидов, что в значительной степени снижает (от 1/3 до 1/2) объемы нижнелопийских вулканитов.

Региональные палеогеографические реконструкции

В основе региональных палеогеографических реконструкций лежит анализ фациальной изменчивости осадочных и вулканогенных толщ по латерали и во времени (по вертикали) с привлечением данных геохимических и геофизических исследований.

Исследованиями в метаморфических комплексах Карелии выделены большие группы пород, в той или иной мере сохранивших первичные особенности состава и строения, позволившие интерпретировать их как вулканогенные, терригенные или хемогенные образования. Довольно часто анализ этих реликтов, детализация текстурно-структурных особенностей пород, сочетание, распространение и фациальный анализ позволили реконструировать палеогеографические обстановки их формирования. Причем трудности такой работы возрастают при переходе к изучению более древних комплексов.

Анализ изучения супракрустальных комплексов лопийских локальных структур Карельского кратона показал, что среди них можно выделить два основных и переходный тип структур, различающиеся по тектоническому положению, характеру и последовательности вулканических и осадочных процессов, составу и объему вулканических и осадочных пород и металлогенической специализации комплексов [Вулканизм архейских..., 1981; Горьковец и др., 1981 и др.], отмечаемые исследователями как различные типы лопийских разрезов [Стратиграфия..., 1984].

Каждый из двух основных типов структур приурочен к различным структурно-формационным зонам. Причем следует отметить, что палеотектоническое районирование лопийской эпохи Карельского региона различными исследователями проводится различно [Кратц, 1963; Вулканизм архейских..., 1981]. В одном случае исследователями были выделены структурно-фациальные [Кратц, 1963] и структурно-формационные зоны, или было определено до шести ЗП в Карельском регионе как структуры, имеющие автономное развитие [Рыбаков, 1987].

В настоящее время геологические материалы по лопийским супракрустальным образованиям Карелии вошли в явное противоречие с приведенными в работах палеотектоническими схемами районирования, т. к. в одном случае происходит объединение различных, в другом случае, наоборот, разобщение генетически и структурно единых формационных комплексов, или, соответственно, разобщенных структурно-формационных зон.

Характер структурного плана лопийских образований, набор и последовательность геологических формаций, представляющих собой реликты некогда единого лопийского бассейна, позволили выделить следующие структурно-формационные зоны: Западно-Карельскую и окаймляющие ее с севера – Северо-Карельскую, с востока – Восточно-Карельскую, с юго-востока – Южно-Карельскую и с запада – Восточно-Финляндскую.

Тип структур, характеризующих Западно-Карельскую зону, представлен довольно сложной мозаикой изометричных или овально вытянутых купольно-блоковых структур различных порядков, представленных мигматизированными тоналито-гнейсами фундамента и окаймляющими их сложноориентированными веерообразными, серповидными, реже линейно вытянутыми, сопряженными и чаще разорванными синклинальными структурами, сложенными лопийскими вулканогенно-осадочными супракрустальными толщами в ассоциации с железисто-кремнистыми образованиями (железистыми кварцитами). В пределах овально вытянутых в северо-западном направлении Центрально- и Западно-Карельской структурных зон лопийские структуры в основном оконтуривают Вокнаволоцкий, Тулосский блоки и входят в состав центральной части Карельской структуры [Горьковец, Раевская, 1988].

Для локальных структур Центрально- и Западно-Карельской (структурных зон) характерен следующий эволюционный ряд геологических комплексов (снизу вверх):

- нижняя терригенная (аркозовая);
- коматиит-базальтовая с толеитовой подформацией;
- риолит-дацитовая железисто-кремнистая;
- терригенная (флишевая) железисто-кремнистая.

Другой тип структур, характеризующий Восточно-Финляндскую структурную зону, представлен линейно вытянутыми эшелонированными локальными синклинальными структурами длиной первые сотни километров при ширине первые километры – десятки километров. Для ранних этапов развития этих структур характерен часто циклично повторяющийся основной, ультраосновной и средний магматизм, сменившийся на заключительной стадии среднекислым, с крайне незначительным развитием терригенной седиментации.

По характеру и мощности отложений эти структуры представляют собой высокоподвижные зоны с колчеданной специализацией. Для этого ряда структур характерен следующий набор геологических формаций (снизу вверх) [Вулканизм архейских..., 1981; Рыбаков, 1987]:

- дацит-андезитовая;
- коматиит-базальтовая с толеитовой и коматиитовой субформациями;
- дацит-риолитовая.

Для Восточно-Финляндской структурной зоны, включающей районы Иломанси, Типасъярви, Кухмо – Суомуссалми, оконтуривающие с запада Западно- и Центрально-Карельскую структурную зону, а также для Северо-Карельской структурно-формационной зоны КС, облегающей с севера Центрально- и Западно-Карельскую зону, характерно сочетание структурного плана, формационного состава и металлогенической специализации. Так, для Восточно-Финляндской зоны свойственно эшелонированное, цепочечное расположение реликтовых лопийских структур, подчеркивающих линейный структурный контроль вулканических поясов. Причем для этой зоны характерен следующий набор геологических формаций (снизу вверх):

- вулканогенная андезит-дацитовая;
- коматиит-базальтовая;
- риодацитовая;
- терригенная (флишевая) железисто-кремнистая.

Для локальных структур этой зоны – районы Иломанси, Типасъярви, Кухмо – Суомуссалми – отмечается повторение в разрезах вулканогенных и осадочно-вулканогенных образований основного, ультраосновного, кислого и среднего составов, сменившихся на заключительном этапе терригенной флишевой (турбидитовой) седиментацией. Для лопия этой зоны характерна колчеданная и железисто-кремнистая специализация [Taipale et al., 1983; Tuukki et al., 1987; Ojala et al., 1988 и др.], несущая следы выветривания Вокнаволоцкого блока.

В пределах Северо-Карельской зоны характер лопийских структур определяется сочетанием купольно-блоковых структур, сложенных тоналито-гнейсами и гранитоидами, и синклинальных лопийских структур с различным сочетанием повторяющихся осадочно-вулканогенных формаций, с колчеданной и глиноземисто-железисто-кремнистой специализацией [Стратиграфия..., 1984; Геология Карелии, 1987 и др.].

Таким образом, даже краткий обзор характера стратиграфических разрезов структурного плана позднеархейских супракрустальных толщ структурно-формационных зон Карелии и Восточной Финляндии [Вулканизм архейских..., 1981; Геология Карелии, 1987; Рыбаков, 1987; Горьковец, Раевская, 1988 и др.] свидетельствует о том, что наряду с чертами сходства в нижнем лопии в общем строении отмечаются значительные отличия в палеогеографических условиях, истории развития этих зон, обусловленных геотектонической позицией.

В основании лопия в ряде локальных структур Карельского кратона Центрально- и Западно-Карельской, Восточно-Финляндской и Северо-Карельской зон отмечаются метатерригенные аренитовые осадки, диагностирующиеся как базальные [Горьковец, 1988].

Условиями формирования базальной для лопия формации явились неравномерные вертикальные перемещения древнейшего фундамента в пределах лопийской подвижной области, который был раздроблен и представлен приподнятыми глыбами кристаллического фундамента и межглыбовыми шовными зонами.

Таковыми приподнятыми блоками фундамента явились фиксируемые в настоящее время Вокнаволоцкий, возможно, Тулосский, а также сводово-глыбовое поднятие над вторичным плюмом в центральной части Карелии. Выделенные приподнятые блоки служили участками размыва и являлись областью подстилающих терригенного и хемогенного материалов.

Отложение грубых аренитовых аркозовидных осадков протекало преимущественно в межблоковых шовных зонах, примыкающих к блокам раннеархейского фундамента, характеризовалось прерывистым развитием и контролировалось геоморфологией фундамента.

Неоднократные вертикальные перемещения глыб долопийского фундамента повлекли за собой накопление глинисто-песчанистых и песчанистых аренитового типа осадков за счет разрушения и переотложения раннего комплекса саамских супракрустальных образований и древних тоналитов, рассматриваемых [Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Геология Карелии, 1987 и др.] как фундамент лопия. Состав этих осадков унаследован и определяется составом саамия. Накопление грубых осадков происходило, вероятно, в мелководных условиях компенсированного

прогибания земной коры. Вулканиды среднего состава совместно с ритмичнослоистыми глиноземами терригенными осадками отмечены в районе Суомуссалми Восточно-Финляндской зоны [Taipale et al., 1983].

Вулканическая деятельность была приурочена к глубинным разломам. На установленном этапе развития вулканическая активность началась извержением вулканов центрального типа корового заложения, с этим связано накопление продуктов дацит-андезитовой формации, выделенных в локальных структурах Ведлозеро-Сегозерского, Парандово-Тикшезерского и Кухмо – Суомуссалми, Тайвалярви, Иломанси ЗП.

В следующую стадию, сопоставимую с орогенной стадией эндогенных режимов, территория Карелии в лопии характеризовалась резкими контрастными вертикальными тектоническими подвижками, большой проницаемостью земной коры для инициального базальтового и коматиит-базальтового вулканизма. Вулканогенно-осадочные образования этого этапа несут все признаки глубинного подводного излияния: подушечные текстуры лав, практически полное отсутствие миндалекаменных текстур, слабая окисленность лав, наличие горизонтов осадков, метатиффов и метатиффитов между потоками различной фациальной принадлежности основного и ультраосновного состава, а также перемытых основных осадков – метаграувакк, слюдястых углеродсодержащих сланцев и магнетитсодержащих кварцитов и силицитов. Последние занимают в целом крайне незначительный объем в составе формации (до 0,6–2,5 %) и приурочены к межпароксизмальным перерывам.

Формирование подвижной зоны происходило, вероятно, над диапирами, что привело к растяжению земной коры, появлению систем разломных зон глубинного (мантийного) заложения, служивших путями подъема, и растеканию мантийного материала вдоль подошвы «тугоплавкого» слоя по основанию литосферы на глубинах 100–200 км.

Тектонический режим в позднем лопии привел к формированию позднеархейских площадных кор химического выветривания в Костомукшском, Гимольском железорудных районах [Горьковец, Раевская, 1983, 1986], на участке Койкары [Светова, 1988] и участке Кескиярви района Иломанси (ЮВ Финляндия) [Tuukki et al., 1987] и базальных для позднего лопия полимиктовых конгломератов, широко развитых в ряде структур – Костомукше, Суккозере, Койкарах, Сайозере, Хаутавааре (Карелия) Иломанси, Кухмо – Суомуссалми (Восточная Финляндия) [Вулканизм архейских..., 1981; Taipale et al., 1983; Горьковец, Раевская, 1986, 2004 и др.].

В риолит-дацитовой ассоциации этих зон преимущественным развитием пользуется пирокластическая фация, представленная агломератовыми, лапиллиевыми, псаммитовыми метатиффами и метатиффитами дацитов и риодацитов, чаще слоистых или с ритмичной слоистостью. Лавовая фация, представленная массивными потоками или лавобрекчиями, развита слабее. Совместно с продуктами синхронного кислого вулканизма формируются вулкано-терригенные и хемогенные осадки, в состав которых входят граувакки, углеродсодержащие алевролиты, колчеданные руды, силициты, кремнистые туффиты.

И в то же позднелопийское время на большей части территории Карельского региона Восточной Финляндии – в Западно-Карельской и Восточно-Финляндской структурно-формационных зонах – перестройка палеотектонического режима выразилась в формировании терригенных флишевых (турбидитных) толщ совместно с хемогенными железисто-кремнистыми осадками. Образование этих толщ происходило в обширном, типа морского, островном бассейне с неравномерным и близко синхронным отложением осадков при деструкции раннеархейских блоков, а также постоянно возникающих островов при вертикальных перемещениях раннеархейских (Вокнаволоцкий, Тулосский и др.) блоков земной коры внутри подвижной системы, существенно меняющих расположение зон размыва и смещение зон седиментации.

Из позднеархейских кор химического выветривания архейскими дождевыми водами, обладающими высокими агрессивными растворяющими свойствами [Дроздовская, 1984], выносилась в виде истинных растворов большая группа химических элементов (Fe^{2+} , Si, Al и т. д.). Песчано-глинистый и глинистый материал кор выветривания выносился водными потоками и откладывался в виде дельт в шельфовой зоне.

Питание флишевого пелагического бассейна терригенным материалом происходило за счет срывающихся с крутых континентальных склонов осадков дельт в виде мутьевых потоков (турбидитных течений – «turbidity currents»), распространяющихся на расстояния и формирующихся автокинетическим путем в глубоководной обстановке. Причиной сбросов (срыва) дельтовых осадков по кру-

тому континентальному склону исследователи считают [Келлер, 1949; Фролов, 1988 и др.] высокую сейсмичность шельфовых зон.

В условиях некомпенсированного прогибания больших участков земной коры и обильного питания осадочным материалом за счет быстрого подъема соседних зон в глубоководной обстановке формируются ритмичнослоистые песчано-глинистые осадки с мощностью слоев от первых сантиметров до метров, литологические, текстурные особенности и химический состав которых отвечает флишу [Горьковец, 1977; Горьковец, Раевская, 1977, 1991, 2004 и др.].

Таким образом, на фоне постоянно и медленно накапливающихся на дне архейских морей и океанов хемогенных железисто-кремнистых осадков (фоновые осадки) из мутьевых спазматических потоков за счет гравитационных процессов формируется песчано-глинистый флиш (турбидиты), характерный для хемогенного терригенно-осадочного седиментагенеза и в раннем докембрии [Dunbar, Mc Call, 1971; Горьковец, 1977; Горьковец, Раевская, 1977 и др.].

Смена контрастных вертикальных тектонических движений более плавными, пенепленизация территории за счет продолжавшегося формирования архейских кор химического выветривания раннепротерозойских комплексов привели на конечном этапе лопийской подвижной области к формированию более зрелых высокоглиноземистых терригенных осадков, к незначительному по объему железонакоплению, формированию маломощных глиноземисто-железисто-кремнистых осадков. А в пределах Центрального срединного массива (районы Суккозеро, Хедозеро – Большозеро) на заключительном этапе лопийского литогенеза – и к образованию в небольшом объеме молассоидных осадков – кварцевых конгломератов, кварцевых песчаников и гравелитов [Горьковец, 1988], косослоистых кварцевых песчаников (Кухмо, Финляндия – Arola).

В вулканических поясах интенсивно продолжается хемогенное осадконакопление силицитов (яшмоидов), колчеданных руд, карбонатных пород, в некоторых случаях с гематитом.

Для Восточно-Финляндской зоны, включающей районы Иломантси, Типасъярви и Кухмо – Суомуссалми, характерно проявление интенсивного и повторяющегося в разрезе, развитого в локальных структурах среднего, кислого и основного вулканизма с колчеданной специализацией. Это сближает зону с Восточно- и Южно-Карельскими формационными зонами, но в верхах разрезов лопия присутствует терригенная флишевая формация, включающая железисто-кремнистые хемогенно-осадочные отложения, характерные для Калевальской структуры.

Таким образом, для лопия Карелии устанавливаются геодинамические условия, определившие специфические этапы литогенеза. В нижнем лопии в связи с установившимся однообразием геодинамической обстановки отложение грубых терригенных пород происходило в межблоковых зонах, имело прерывистый характер и контролировалось тектоническими подвижками лопийского фундамента. Формирование базальных для лопия осадков происходило, вероятно, в мелководных условиях компенсированного прогибания земной коры.

1.4.7. Метаморфизм позднеархейских лопийских вулканогенно-осадочных комплексов

Многочисленные работы последнего времени по геологическому строению древнейших архейских структур, процессов магматизма, седиментации и метаморфизма имеют несомненную связь с глубинной геодинамикой, деформационными процессами земной коры и соответствуют в том числе проявлениям пространственной закономерности изменений степени метаморфизма [Геология и метаморфизм..., 1991].

В Западной и Центральной Карелии (Костомукшской структуры) в позднеархейских (лопийских) супракрустальных комплексах отмечается неоднократный зональный метаморфизм как в архее, так и, возможно, в протерозое [Геология Карелии, 1987].

Наиболее информативными являются составы гранатов, биотитов и плагиоклазов в метаосадках гимольской серии и амфиболов, плагиоклазов и гранатов в амфиболовых сланцах контоксской серии, при неперемещенном условии равновесности этих минералов. Некоторую информацию качественного характера о степени метаморфизма несут и парагенезисы в железистых кварцитах.

Гранаты слюдястых сланцев лопия Центральной и Западной Карелии по химическому составу на диаграмме Д.А. Великославинского (1965) соответствуют зонам граната, ставролита и кианита, кианита и силлианита, которые с определенными коррективами сопоставляются с зеленосланцевой эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями (рис. 1.29).

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Происходит выделение с гранатом альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации в составе зеленосланцевой фации в кианитовых и андалузитовых комплексах глубинности, которая частично или полностью соответствует зоне граната. Альмандиновую субфацию в составе фации выделяет в ряде метаморфических комплексов и Р.Я. Белевцев при описании регионального метаморфизма пород УЩ, в т. ч. в районах развития ЖФД.

Согласно С.П. Корикивскому (1979), к альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации зеленосланцевой фации могут быть отнесены гранаты с F не ниже 91–93 % при сумме спессартина и гроссуляра не более 15 % и $F = 85–90$ % при большом содержании компонентов.

Такие парагенезисы отмечались в породах гимольской серии Костомукшского, Гимольского и Совдозерского месторождений. В них гранат-хлорит-биотитовые сланцы ассоциируют с хлорит-биотитовыми, достаточно широко распространены в составе сурлампинской свиты гимольской серии.

На всех участках железорудных месторождений наиболее распространена эпидот-амфиболитовая фация, соответствующая преимущественно условиям гранат-хлорит-мусковитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации [Глебовицкий, 1973] или ставролит-хлоритоидной субфации ставролитовой фации [Корикивский, 1979].

Среди пород глиноземистого ряда можно выделить две группы. Это тонкозернистые биотитовые и хлорит-биотитовые сланцы с новообразованными гранатом, кварцем, хлоритом, часто биотитом. Образование наложенного парагенезиса обычно связано с хорошо проявленной секущей сланцеватостью.

Породы этой субфации широко развиты в Костомукшском и Корпангском месторождениях, в районе Мутаярвинской аномалии, на Гимольском и Межозерском месторождении и в районе Хедозеро – Большозеро.

Изученный в глиноземистом сланце района Хедозеро – Большозеро парагенезис минералов соответствует более высокотемпературной ставролит-хлорит-андалузитовой или ставролит-хлоритовой субфациям эпидот-амфиболитовой фации. Гранат в этом парагенезисе отличается высоким содержанием спессартина, возможно, указывающим на более низкие барические условия метаморфизма.

Метаморфизм амфиболитовой фации в породах лопия железорудных месторождений соответствует устанавливаемой по сосуществующим гранатам и биотитам в глиноземистых гнейсах восточного крыла Костомукшского месторождения. В составе гранатов 17–18 % пироба, 70–71 % альмандина, 2,8–9,3 % спессартина и 3,8–6,0 % кальциевого граната. Биотиты для этой температурной группы имеют относительно повышенную железистость ($F = 61–63$ %) и низкое содержание TiO_2 (1,72–1,88 %). Установить принадлежность данного парагенезиса к какой-либо субфации пока невозможно.

Для пород основного состава контоксской серии фациальная принадлежность определялась на основании изучения сосуществующих амфиболов и плагиоклазов или амфиболов, плагиоклазов и гранатов. Данные химического состава и парагенезисы минералов соответствуют амфиболитовой и реже эпидот-амфиболитовой фациям с недостаточно определенной границей между ними (рис. 1.30).

В железистых кварцитах индикаторами степени метаморфизма являются преимущественно силикатные минералы. Для зеленосланцевой фации, в чистом виде распространенной только на Совдозерском месторождении, характерны парагенезисы $Mt + Kв + Carb \pm Xл \pm Би \pm Эп$. Карбонат представлен анкеритом, реже кальцитом [Чернов и др., 1970].

Для эпидот-амфиболитовой фации наиболее типичны разнообразные амфиболсодержащие магнетитовые кварциты – грюнеритовые, рибекитовые (Костомукшское месторождение), роговообманковые и грюнерит-роговообманковые (Межозерское и Гимольское месторождения), хотя содержащиеся в них амфиболы бывают распространены в породах амфиболитовой и, возможно (грюнерит, рибекит), зеленосланцевой фации. Грюнериты имеют железистость 83–89 %, рибекиты представлены в основном магнезиоибекитами (рис. 1.31).

Среди грюнеритовых и рибекитовых магнетитовых кварцитов центральной части Костомукшского месторождения выделяются разновидности, содержащие наряду с минералами эпидот-амфиболитовой фации реликтовые парагенезисы зеленосланцевой $Kв + Mt \pm Carb$, $Kв + Mt + Би \pm Carb \pm Грн$, $Kв + Mt + Би \pm Гем + Алб + КПШ \pm Би + Риб$, минералы имеют более мелкозернистое строение.

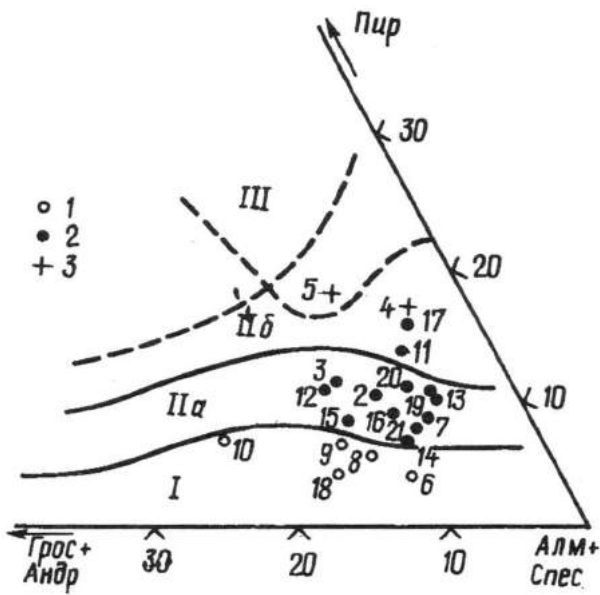


Рис. 1.29. Компонентный состав гранатов из лопейских пород района железорудных месторождений Карелии по диаграмме Д.А. Великославинского:

зона: I – граната, II – ставролита и кианита, III – кианита и силлиманита, IV – гиперстена; 1 – гранаты зеленосланцевой, 2 – эпидот-амфиболитовой фаций

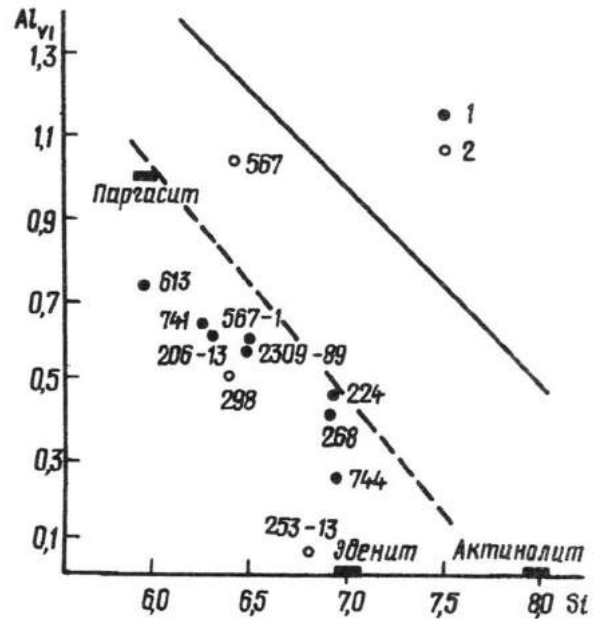


Рис. 1.30. Состав амфиболов из лопейских пород Костомукшского и Севдозерского месторождений на диаграмме Б. Лика, %:

1 – из амфиболитов, 2 – из грюнерит-роговообманковых магнетитовых кварцитов

Главный признак амфиболитовой фации метаморфизма в железистых кварцитах – наличие в щелочно-амфиболитовых разновидностях пироксена, представленного эгирином, эгирин-диопсидом, реже диопсид-авгитом. Другим минералом, нехарактерным для эпидот-амфиболитовой фации и появляющимся в зоне амфиболитовой фации раньше или одновременно с пироксеном, является кроссит. Иногда его образование связано с проявленными в этой зоне процессами мигматизации. В аналогичной ситуации в грюнеритовых кварцитах образуется синезеленая роговая обманка по грюнериту.

Изучение сложных и неоднократных стадий метаморфизма в железистых кварцитах центральной части Костомукшского месторождения показало, что наибольшую роль в их формировании сыграл процесс изохимической перекристаллизации разных парагенезисов – Кв + Мт ± Гем ± Карб с образованием силикатных минералов – грюнерита в породах с преобладающей восстановленной формой железа, а рибекита – в окисных рудных горизонтах. Метасоматические процессы связаны главным образом с мигматизацией и сопутствующим железисто-магнезиальным метасоматозом.

Для установления термодинамического режима метаморфизма пород супракrustальных толщ Центральной и Западной Карелии использовались гранат-биотитовые геотермометры Л.Л. Перчука (1980) и А.Б. Томпсона (1970). Для определения РТ-условий образования эпидотсодержащих амфиболитов был использован плагиоклаз-роговообманковый геотермобарометр Л.П. Плюсниной (1983). Для амфиболитов контоксской серии района Костомукшского месторождения, содержащих амфиболы и плагиоклазы, были получены близкие данные, соответствующие температуре 580–600 °С и давлению 400 МПа. Эти параметры, а также положение составов амфиболитов на диаграмме П. Рааса в области пониженных давлений, наличие в глиноземистых гнейсах андалузита и в кварцитах района Костомукшского месторождения парагенезиса ставролита с силлиманитом – признаки, свидетельствующие о режиме пониженных давлений при метаморфизме, который соответствует андалузит-силлиманитовому типу, вероятно, в области, близкой к инверсии андалузит – кианит (серия АБ – А₃, по: В.А. Глебовицкий, 1973). Парагенезисы с кианитом в районе Межозерского месторождения отмечались в зонах поздних деформаций. Возможно, к этому времени относится образование пород с кианитом, описанных М.М. Стенарем в зоне оз. Хедозеро – Большозеро – Кимасозеро и Л.П. Свириденко (1974) в районе оз. Нюк. Условия их метаморфизма соответствуют эпидот-амфиболитовой – амфиболитовой фациям кианит-силлиманитового типа метаморфизма.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

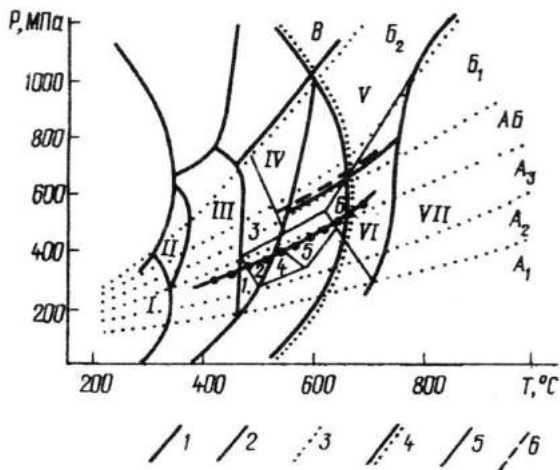


Рис. 1.31. РТ-условия метаморфизма пород Западной Карелии на схеме фаций, субфаций и фациальных серий В.А. Глебовицкого:

границы: 1 – фаций, 2 – субфаций, 3 – фациальных серий; 4 – линия дегидратации чисто калиевого мусковита; 5 – эволюция метаморфизма пород лопия Западной Карелии на ранних этапах, 6 – на поздних; фации: I – цолитовая или пумпеллиит-пренитовая, II – пумпеллиит-актинолитовая, III – зеленых сланцев, IV – эпидотовых амфиболитов, V – альмандиновых амфиболитов, VI – куммингтонитовых амфиболитов, VII – гранулитовая; субфации: 1 – гранат-хлорит-мусковитовая, 2 – ставролит-хлорит-андалузитовая, 3 – ставролит-хлорит-мусковитовая, 4 – ставролит-кордиерит-биотит-мусковитовая, 5 – биотит-ставролит-мусковит-андалузитовая, 6 – силлиманит-ставролит-биотит-мусковитовая

Таким образом, железорудные месторождения Карелии – типичные представители железорудных формаций, метаморфизованных в низко- и среднетемпературных условиях. Породы Костомукшского месторождения претерпели неоднократный и неравномерный метаморфизм, условия которого менялись от зеленосланцевой до амфиболитовой фации в архее и протерозое (рис. 1.32). В процессе эволюции, носящей в целом прогрессивный характер, сформировалась метаморфическая зональность с эпидот-амфиболитовой фацией, содержащей реликты ранней зеленосланцевой в центральной части месторождения, и с увеличением степени метаморфизма до амфиболитовой фации к краевым зонам. В зоне амфиболитовой фации обнаружены проявления мигматизации и гранитизации.

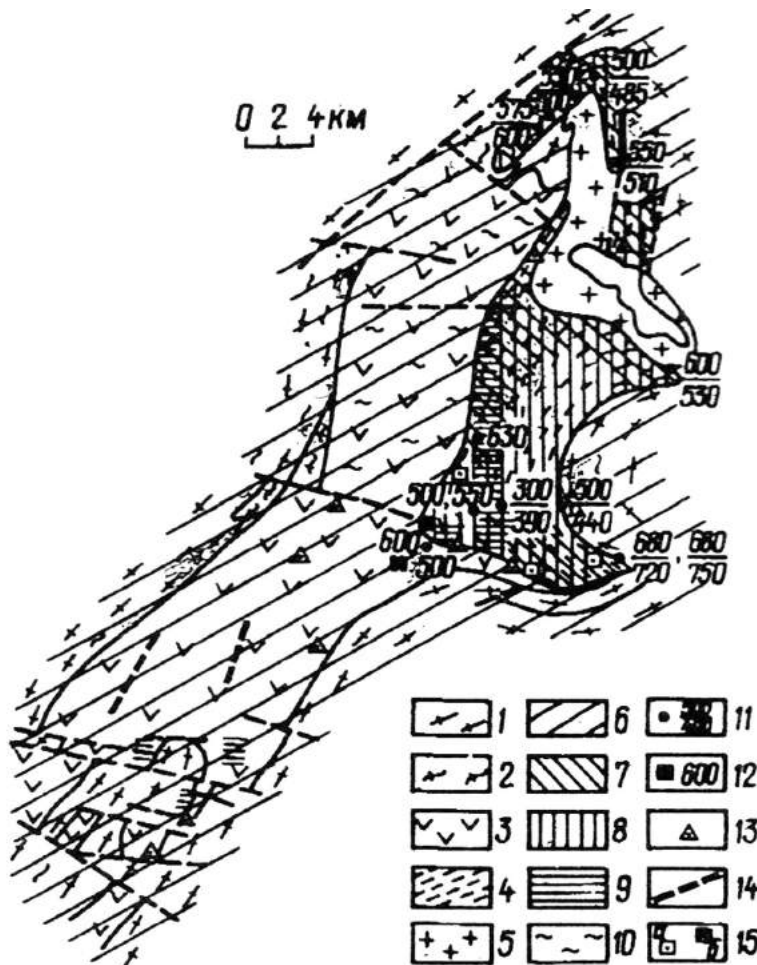


Рис. 1.32. Распространение метаморфических фаций на площади Костомукшского рудного поля (геологическая основа дана по: В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская):

1 – гнейсо-гранитоиды; 2 – гнейсовая толща; 3 – контокская серия; 4 – гимольская серия; 5 – граниты; метаморфические фации; 6 – нерасчлененная эпидот-амфиболитовая, 7 – амфиболитовая, 8 – эпидот-амфиболитовая, 9 – зеленосланцевая; 10 – мигматизация, 11 – данные определения палеотемператур по гранат-биотитовым геотермометрам Л.Л. Перчука (числитель) и А.Б. Томпсона (знаменатель), при совпадающих значениях приведено одно; 12 – данные определения палеотемператур по роговообманково-плагиоклазовому термометру Л.П. Плюсниной; 13 – проявление процессов Ca-Mg-Fe метасоматоза, 14 – то же – в узких линейных зонах; 15 – проявление процессов эгиринизации (а) и альбитизации (б)

На Корпангском участке, несмотря на интенсивную мигматизацию, среди пород амфиболитовой фации хорошо сохранились парагенезисы эпидот-амфиболитовой фации. На участке Хедозеро – Большозеро степень метаморфизма увеличивается с запада на восток от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации с нарастанием на восточном фланге структуры процессов мигматизации. На Гимольском и Межозерском месторождениях устанавливается прогрессивная направленность развития процессов метаморфизма от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой (наиболее типичной) и амфиболитовой фациям. Широко проявлены поздние наложенные процессы магний-железо-кальциевого метасоматоза, возможно, протерозойского возраста. Синхронно с ними вероятно образование кианита, фиксирующегося иногда в породах гранито-гнейсового комплекса в зонах поздних деформаций.

Для Совдозерского месторождения характерна контрастность метаморфизма – амфиболитовая фация в нижней толще, сопоставимая с контоксской серией Костомукшского месторождения [Раевская, Горьковец, 1984], и зеленосланцевая фация в верхней сланцевой рудовмещающей толще, появление в которой редких зерен хлоритоида свидетельствует о локальном достижении граничных условий эпидот-амфиболитовой фации.

О связи процессов метаморфизма и рудопроявления отметим следующее. В основном железные руды Карелии сформировались в результате экзогенных процессов – при накоплении осадочных толщ. Самые ранние из них – низкотемпературные метаморфические образования, имеющие наиболее мелкозернистое строение – состоят из магнетита, кварца, иногда гематита с варьирующим содержанием карбонатов, в т. ч. железистого или железо-магниевого состава, а также альбита и калиевого полевого шпата. При прогрессивном метаморфизме в условиях, близких к изохимическим, происходила перекристаллизация рудных минералов, ведущая не только к улучшению технологического качества руд, но и к их разубоживанию при образовании силикатных минералов за счет рудных. Аналогичную роль играли процессы метасоматоза, проявившиеся главным образом в зонах развития амфиболитовой фации метаморфизма в связи с процессами мигматизации и гранитизации.

1.4.8. Геолого-тектоническая модель центральной части Карельского кратона

Со времени изучения геологического строения Карельского региона вопросам геотектоники уделялось большое внимание [Кратц, 1963; Харитонов, 1966 и др.]. В дальнейшем широкое развитие геологических исследований и геофизических работ глубоких уровней земной коры, проводимых научными и производственными геологическими организациями в докембрии, позволило разработать схему стратиграфии, характер геологических структур и определить развитие земной коры Карелии.

Геологическое строение Фенноскандинавского щита в Карелии позволило выделить коромантийные блоки – элементы тектоносферы, формирующие Беломорский, Карельский и Ладожский геоблоки, каждый характеризуется чертами строения и особенностями развития. В пределах докембрийских геоблоков Карелии определены полихронные структурные этажи (эпохи), отражающие особенности, характер и условия формирования земной коры Карелии [Геология Карелии, 1987]. Проведены палеотектоническое районирование Карельской позднеархейской лопийской эпохи, выделение и расчленение шести зеленокаменных поясов, определенных как отдельные группы локальных тектонических структур автономного развития в эвгеосинклинальных и рифтогенных условиях [Вулканизм архейских..., 1981; Рыбаков, 1987; Металлогения..., 1999].

Многочисленные работы о глубинном строении Земли на основе сейсмической томографии подтвердили широкое развитие процессов диапиризма на различных возрастных уровнях развития Земли, что нашло отражение и связь с геодинамикой при формировании термохимических плюмов [Добрецов и др., 2006; Богатиков и др., 2010].

Работы по глубинному строению, основанные на сейсмической томографии, подтвердили развитие процессов диапиризма и их связь с геодинамическими процессами [Добрецов и др., 2006; Богатиков и др., 2010 и др.].

Формирование суперплюмов на границе ядро – мантия, поднимавшихся до границы нижней и верхней мантии (~670 км) и далее до глубины 300–250 км основания земной коры [Добрецов и др., 2006 и др.], со снижением вязкости в верхней мантии и астеносфере приводит к возникновению системы более мелких плюмов, адвективных проявлений и системы диапиров более высокого порядка. Активизация и прогрев глубинных зон планеты более легким мантийным термохимическим плюмом приводят к тектоническому «вспучиванию» литосферы, что ведет к адвекции верхних частей астеносферы, а в конечном итоге и земной коры. Такие пластические деформации, связанные с подъемом

плюмов, могут быть обусловлены потоками флюидных фаз преимущественно наиболее теплоемкого и обладающего огромной миграционной способностью водорода в ассоциации с другими газовыми составляющими – азотом, метаном и т. д. [Маракушев, 1982 и др.], а также вещества мантии (рис. 1.33).

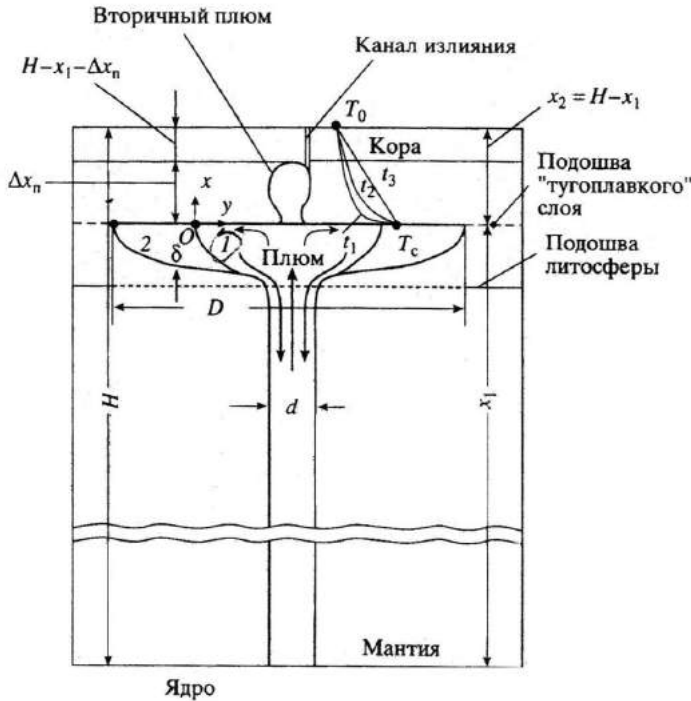


Рис. 1.33. Схема развития головы плюма, достигшего «тугоплавкого» слоя:

$x_2 = H - x_1$ – глубина расположения подошвы «тугоплавкого» слоя, Δx_n – высота подъема вторичного плюма, $H - x_1 - \Delta x_n$ – высота канала излияния. Представлены профили температуры по толщине «тугоплавкого» слоя x_2 в моменты времени $t_1 < t_2 < t_3$. 1 и 2 – положение головы плюма в моменты времени t_1 и t_2 соответственно. Показаны свободноконвективные потоки в плюме

В результате подъема термохимического плюма и формирования сводово-глыбового поднятия, увеличения давления над центральной частью плюма, согласно законам тектонофизики, следствием процессов диапиризма [Барышев, 1999] в периферических, краевых частях поднятия давление снижается, что приводит к их сопряженному погружению, прогибанию и образованию структур типа мульд (рис. 1.34). Причем для вогнутых мульд характерно развитие продольных и вертикальных трещин, разрывов тектонических зон, по которым происходит излияние продуктов магматизма и формирование зеленокаменных поясов. Смена подвижек на огромной территории сводово-глыбового поднятия (подъем – прогибание) стимулирует формирование субгоризонтальных тектонических зон – трещин отслаивания, по которым впоследствии образуются силлы.



Рис. 1.34. Особенности развития деформационных процессов при подъеме термохимических плюмов в земную кору. А – направление подъема термохимического плюма (Сост. по: Добрецов и др., 2006):

1 – область растяжения земной коры над вторичным термохимическим плюмом; 2 – области сжатия земной коры при уменьшении ее кривизны; 3 – субгоризонтальные разрывы (трещины отслаивания); 4 – продольные и вертикальные деформационные разрывы вогнутых подошвенных периферических частей поднятия

Современные данные сейсмической томографии глубинного строения Земли подтвердили сложную картину движения термохимического вещества – плюмов, пронизывающих мантию планеты [Добрецов и др., 2006 и др.]. Причем ведущая роль мантийных плюмов обосновывает структурно-магматическое преобразование Земли [Добрецов и др., 2006; Богатиков и др., 2010 и др.]. По-

видимому, термохимические суперплюмы являются «важнейшими регуляторами термохимической машины Земли» [Добрецов и др., 2006] и факторами теплопереноса на планете, а тектономагматические процессы на поверхности планеты представляют собой их закономерное проявление.

Подъем мантийных плюмов сопровождался адвекцией (растеканием) их головных частей вдоль границы коры и мантии, вызвавшей явление андерплейтинга, т. е. формирования крупных линзовидных тел основного и ультраосновного состава [Богатиков и др., 2010]. В этих очагах кристаллизационная дифференциация расплавов сопровождалась проявлением процессов плавления сиалической оболочки кровли с формированием гранитных тел по периферии зеленокаменных поясов. Центральная часть Карельского кратона включает три основных элемента различных и взаимозависимых геологических структур более высокого порядка, сформированных термохимическим плюмом, зародившимся на границе ядра и мантии планеты.

Ранние наиболее активные структурные деформации в раннеархейской земной коре имели место в пределах Костомукшского рудного района и произошли в результате вытеснения мантийным материалом значительных объемов (80 x 60 км), высотой до 20 км [Глубинное..., 2004], участка раннеархейской земной коры, названной в работе [Добрецов и др., 2006] «каналом излияния» вторичного плюма (рис. 1.35). Эта нижнеархейская структура Вокнаволоцкий блок объемом

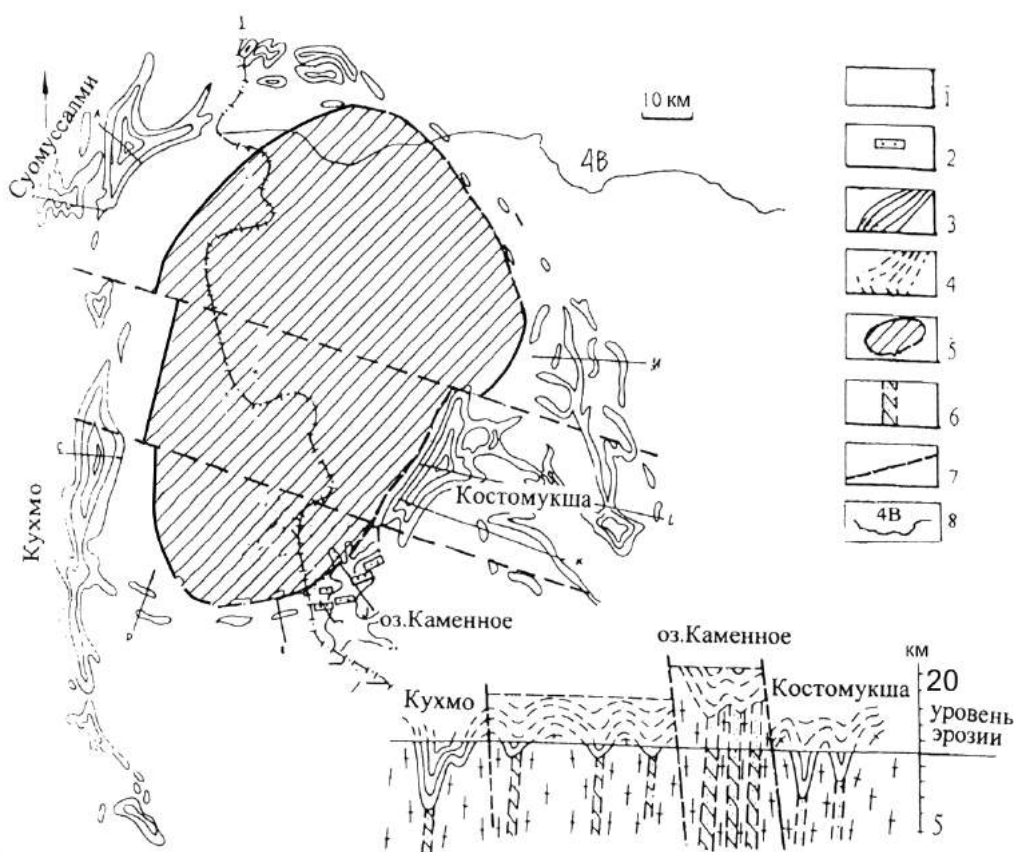


Рис. 1.35. Структурная схема площади развития Вокнаволоцкого блока зеленокаменных поясов Костомукшского и Кухмо – Суомуссалми:

1 – гнейсо-граниты, тоналиты, мигматиты; 2 – дайковый комплекс метадолеритов; 3 – позднеархейские зеленокаменные структуры; 4 – реконструированные позднеархейские вулканогенно-осадочные толщи; 5 – Вокнаволоцкий блок; 6 – реконструированные дайки подводящих вулканических каналов; 7 – тектонические зоны; 8 – сейсмический профиль 4В

100 тыс. км³ была «разрушена» процессами выветривания и представлена в настоящее время мощными толщами метатерригенных флишевых осадков и крупнейшими на Фенноскандинавском щите, прилегающими к Вокнаволоцкому блоку Костомукшским и Корпангским железорудными месторождениями, сложенными железистыми кварцитами. Структура Вокнаволоцкий блок характеризуется повышенной плотностью слагающих пород.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Этому соответствует интенсивная гравиметрическая аномалия, отражающая подъем на дневную поверхность верхней кромки «нижней коры», что подтверждается геологическими данными (рис. 1.36) [Gorkovets, Rayevskaya, 2002] и сейсмическим разрезом МОГТ сейсмического профиля [Глубинное..., 2004].

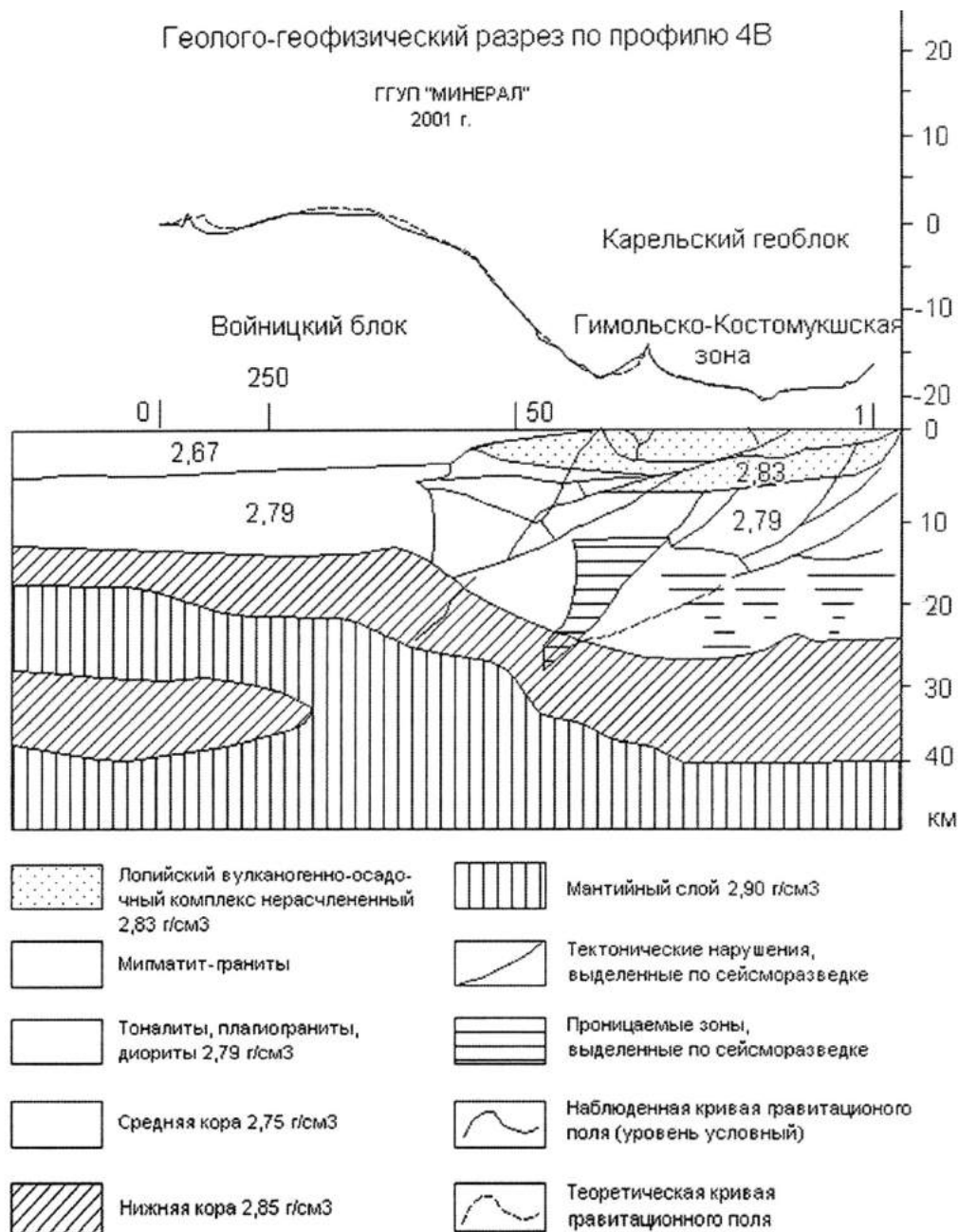


Рис. 1.36. Геолого-геофизический разрез по профилю 4В [Глубинное строение..., 2001]

Результаты таких вертикальных движений (подъем нижних частей земной коры) привели к формированию глубокофокусной подвижной мобильно-проницаемой зоны с концентрическими радиальными и диагональными тектоническими элементами.

Глубокофокусные разломы тектонической зоны в позднем архее (лопии) послужили путями подъема мантийной магмы в довольно пластичной раннеархейской коре, являющимися подводщими каналами при формировании базальтовых, коматиитовых лав и дифференцированных, возможно коровых, вулканогенно-осадочных риодацитовых толщ вмещающих пород.

В лопийских образованиях района отмечаются [Горьковец, Раевская, 1991, 2004] полихронные складчатые деформации различных порядков, сопровождаемые сланцеватостью и гнейсовидностью. Складки второй позднеархейской, наиболее интенсивной фазы, создали основной структурный план района [Лазарев, 1971; Горьковец и др., 1981, 1991].

Наряду со складчатыми деформациями в районе широко развиты наложенные деформации, выразившиеся в создании разновозрастных систем разрывных нарушений разных порядков и направлений и сопутствующих мелких складок, наложенных сланцеватостей, минеральных линейностей, разновозрастных жил и даек различного состава, зон милонитизации, катаклаза, зон диафтореза при метасоматической переработке пород.

По крутым полихронным долгоживущим зонам разломов формируются субсогласные субмеридиональные или несогласные (поперечные) с простирием складчатых структур взбросовые или надвиговые структуры, с которыми связано внедрение архейских и протерозойских дайковых комплексов.

В пределах Костомукшского рудного поля выявлены системы разновозрастных разрывных нарушений.

По ранним наложенным деформациям субмеридионального простириания с образованием сбросо-надвиговых структур происходило внедрение тел гранитов, диоритов, а также жил андезитового состава с возрастом 2,64 млрд лет.

На вышеперечисленные зоны разломов наложена система протерозойских (2,45 млрд лет) [Luukkonen, 1992] нарушений СЗ 310° направления сбросо-сдвигового характера. Для этого этапа в районе характерно проявление золото-арсенопирит-кварцевого типа оруденения [Горьковец, Раевская, 2004, 2006].

Анализ материалов по тектоногенезу и метаморфизму и изучение минеральных парагенезисов силикатных и рудных минералов в железистых кварцитах и вмещающих породах района показали, что эти факторы были неоднократными, сложными и неравномерными, для пород и руд контоксской и гимольской серий отличны [Горьковец и др., 1991].

В данной работе детальный общегеологический анализ последовательных позднеархейских геологических этапов, процессов и событий Карельского кратона рассмотрен с учетом ряда тектонофизических факторов его развития.

Во-первых, над центральной частью «вторичного» термохимического плюма произошло формирование сводово-глыбового поднятия с характерными вещественно-структурными комплексами.

Во-вторых, как неотъемлемое следствие мантийного диапиризма в периферических частях свода произошли прогибание краевых участков, образование мульдоподобных структур и развитие в их нижних подошвенных частях разрывных тектонических зон, являющихся путями подъема магматитов. В верхних частях более пологих мульдообразных структур, как и в верхних, более пологих, сводово-глыбового поднятия характерно появление субгоризонтальных тектонических зон отслаивания, по которым в дальнейшем в позднем архее внедрялись силлы.

В-третьих, в результате процесса диапиризма в пределах этой геолого-структурной системы была особенно мощно в восточной и, возможно, юго-восточной частях Вокнаволоцкого блока сформирована сеть до 15 км шириной глубокофокусных долгоживущих овальных и диагональных крутых тектонических (сколовых) зон, служащих путями восхождения докембрийских мигматитов, плутонитов, а также зон активизации с богатой полигенной металлогенической специализацией.

Овальная система глубокофокусных тектонических зон вокруг Вокнаволоцкого блока послужила путями излияния больших количеств базальтовых и коматиитовых вулканитов, участками достигающих, вероятно, до 10 км мощностью.

Причем действие гравитационной силы тяжести излившихся продуктов вулканизма с удельным весом 2,85 г/см³ привело к опусканию участков, прилегающих к восстающему блоку земной коры, и формированию депрессий (впадин).

В результате этих процессов и переотложения химических железисто-кремнистых и песчано-глинистых терригенных отложений с удельным весом 3,6 г/см³ в бассейне седиментации в позднем архее произошло формирование крупнейшего на Фенноскандинавском щите Костомукшского железорудного месторождения.

Позднеархейские вулканогенно-осадочные породы Фенноскандинавского щита слагают гранитизированный вулканогенно-осадочный чехол, который отнесен к числу наиболее древних протоплатформенных чехлов архейского типа. Он формировался в активной тектонической обстановке коле-

бательных движений и был обусловлен проявлением коматиит-базальтового вулканизма, в дальнейшем сменяющимся довольно мелководным (глубина > 400 м) бассейновым осадконакоплением. Мантийный вулканизм в позднем архее Фенноскандинавского щита был наиболее интенсивным. Анализ проявления мантийного вулканизма в докембрии Фенноскандинавского щита позволил обосновать коматиит-базальтовый эндогенный режим [Горьковец и др., 1981, 1991; Железисто-кремнистые..., 1988; Металлогения..., 1999 и др.].

Не менее важную роль в геотектонике докембрия играет региональная гранитизация. Позднеархейский вулканогенно-осадочный чехол испытал региональную гранитизацию на всей площади Карельского кратона, в результате чего был трансформирован в гранито-ультраметаморфический слой земной коры [Свириденко, 1974, 1980].

Физическим эффектом региональной гранитизации является разуплотнение. Плотность автохтонных гранитоидов всегда ниже плотности исходных метаморфических пород и отвечает средней плотности гранито-ультраметаморфического слоя [Свириденко, 1974]. Нельзя не отметить, что гранитизации подвергаются в основном породы, близкие по составу граниту (гнейсы и сланцы среднего и кислого состава), а вулканические породы основного и ультраосновного состава устойчивы к гранитизации.

В гравитационном поле Карельскому геоблоку соответствует крупная отрицательная аномалия, охватывающая Западную и Центральную Карелию. Главной причиной региональной отрицательной гравитационной аномалии являются терригенные породы в составе лопийской структуры. Учитывая, что блоки фундамента выражены положительными гравитационными аномалиями, эта отрицательная аномалия обязана площадному развитию гранитизированного лопийского чехла, в составе которого позднеархейские осадочные комплексы выступают как реликтовые структуры. Примером могут служить в т. ч. и Межозерская, Гимольская, Хедозеро-Большезерская, Тумбарека-Воломская структуры.

Поверхностным выражением мантийного термохимического диапира служит вторичный диапир земной коры.

Вариации геологических структур, как и литологические характеристики позднеархейских зеленокаменных поясов Восточной Финляндии и содержащих железорудно-сланцевые формации лопийских Центрально- и Западно-Карельских, существенно отличны [Горьковец, Раевская, 2004].

Зеленокаменный пояс Кухмо – Суомуссалми – Типасъярви, сложенный последовательно дифференцированными вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, представлен узкой практически непрерывной усложненной синклинальной структурой субмеридионального простирания длиной 200 км и шириной 12 км.

В целом для Костомукшской и Иломантси – Мотко структур [Горьковец и др., 1981; Горьковец, Раевская, 1991 и др.] характерна сложная мозаика из изометричных или овально-вытянутых купольно-блоковых тоналито-гнейсов и мигматитов фундамента и окаймляющих эти купольные образования сложноориентированных сопряженных, разорванных, синклинальных структур, сложенных вулканогенно-осадочными железорудными супракрустальными толщами. Железисто-сланцевые толщи в плане представляют собой сочетание почти непрерывных по всему периметру овалов или прерывистых линзовидных образований, в обычных чертах повторяющих форму куполов, а также линейно вытянутых или серповидных структур.

Западно-Карельская и Центрально-Карельская структурные зоны вытянуты в субмеридиональном направлении, которое соответствует генеральному простиранию лопийских структур. В рудных районах и узлах железорудные супракрустальные образования представлены крупными синклинальными складками или системами синклинальных складок, достигающих в длину 50 при ширине 6–10 км. Складки в основном с крутыми углами падения, изоклиналиные, часто асимметричные, с опрокинутыми осевыми поверхностями. Для этих структур, имеющих субмеридиональное или север-северо-западное простирание, характерно резко асимметричное строение крыльев: полное развитие западных крыльев и редуцированное – восточных, тогда как в субширотных синклиналях оба крыла, как правило, симметричны. Крылья более крупных складок осложнены складками более высоких порядков.

Структурный план Костомукшского рудного района Западно-Карельской зоны определяется сочетанием овальных, изометричных или овально-вытянутых купольно-блоковых структур, сложенных плагиоклазовыми и плагиоклаз-микроклиновыми гранито-гнейсами, гнейсо-гранитами и мигматитами. Месторождения и рудопроявления железистых кварцитов располагаются по периферии купольных структур, образуя сложную сеть различно ориентированных, сопряженных, чаще разорванных синклинальных структур. В пределах района структуры имеют дугу, западная часть которой северо-восточного простирания, центральная часть – широтного и восточная часть – северо-западного.

Характерная особенность лопийских образований Костомукшского железорудного района заключается в резко асимметричном строении крыльев синклинальных структур, сложенных железорудно-сланцевыми толщами, что особенно наглядно видно в Костомукшском синклинории. И в то же время в пределах восточной части района оба крыла синклинальных структур имеют довольно симметричное строение.

Максимальное накопление вулканогенно-осадочного материала происходило в Костомукшском синклинории с довольно резким спадом мощностей на восток по направлению от Вокнаволоцкого блока и стабилизацией мощностей в восточной части района.

Купольно-блоковые структуры сложены гранито-гнейсами и различного рода мигматитами. Гранито-гнейсовые купола и облекающие их супракрустальные породы имеют крутые углы падения (50–90°). Полосы супракрустальных пород представляют собой синклинальные складки, часто изоклинального типа, с крутопадающими (за редким исключением) осевыми плоскостями, но иногда наблюдается как бы моноклинальное залегание образований, оконтуривающих гранито-гнейсовые купола. В таких структурах, по-видимому, в результате подвижек гранито-гнейсовых блоков одно крыло синклинали бывает сорвано и эродировано. Об этом свидетельствуют зоны катаклаза и милонитизации, отмеченные по контактам блок-антиклиналей.

Формирование гранито-гнейсовых куполов во время позднеархейского тектоно-магматического цикла и последующие подвижки купольно-блоковых структур привели к возникновению складчатости и создали основной структурный план района.

Кроме ранних складчатых деформаций, в районе широко развиты различного рода наложенные деформации, выразившиеся в образовании полихронных систем разрывных нарушений разных порядков и направлений и сопутствующих им мелких складок, сланцеватости, линейности, жил и даек различного состава, зон милонитизации и катаклаза, зон диафореза.

На ранние структуры радиальных и диагональных тектонических элементов накладывалась система протерозойских нарушений северо-западного и северо-восточного направлений (СЗ 310–330° и СВ 30–50°). Зоны разломов неоднократно подновлялись, о чем свидетельствует разный состав даек основных пород и жил гранитоидов. Вдоль крупных разломов происходило смещение блоков земной коры, в результате чего на эрозионном срезе выступают породы разных глубинных уровней. Примером таких нарушений является Корпангский разлом, по которому был приподнят северный Корпангский блок.

ГЛАВА 2

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

2.1. СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВДОЛЬ ОПОРНЫХ ПРОФИЛЕЙ

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.

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 сейсмологии 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 (61–66° с.ш., 27–33° в.д.) включает приграничную территорию (рис. 2.1) Восточной Финляндии и Западной Карелии. Это область сочленения архейского Карельского кратона и протерозойского Центрально-Финляндского гнейсо-гранитного блока, отличающегося геологической историей, в первую очередь, временем образования и последующих преобразований коры. Территория особенно благоприятна для изучения внутренней структуры кристаллической коры, так как здесь в основном отсутствует искажающее влияние осадочного чехла, что создает хорошие возможности для непосредственного исследования и сопоставления глубинных геологических и геофизических данных.

Сейсмические работы, проведенные за последние четыре десятилетия на приграничной территории, 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. Разрабатываемое крупнейшее Костомукшское месторождение качественных железистых кварцитов, медно-никелевые месторождения, связанные синорогенными мафит-ультрамафитовыми интрузиями палеопротерозойского возраста, обнаруженные месторождения золота, кимберлитовых тел, делают очевидной необходимость более тщательного и детального доизучения глубинного строения этого региона.

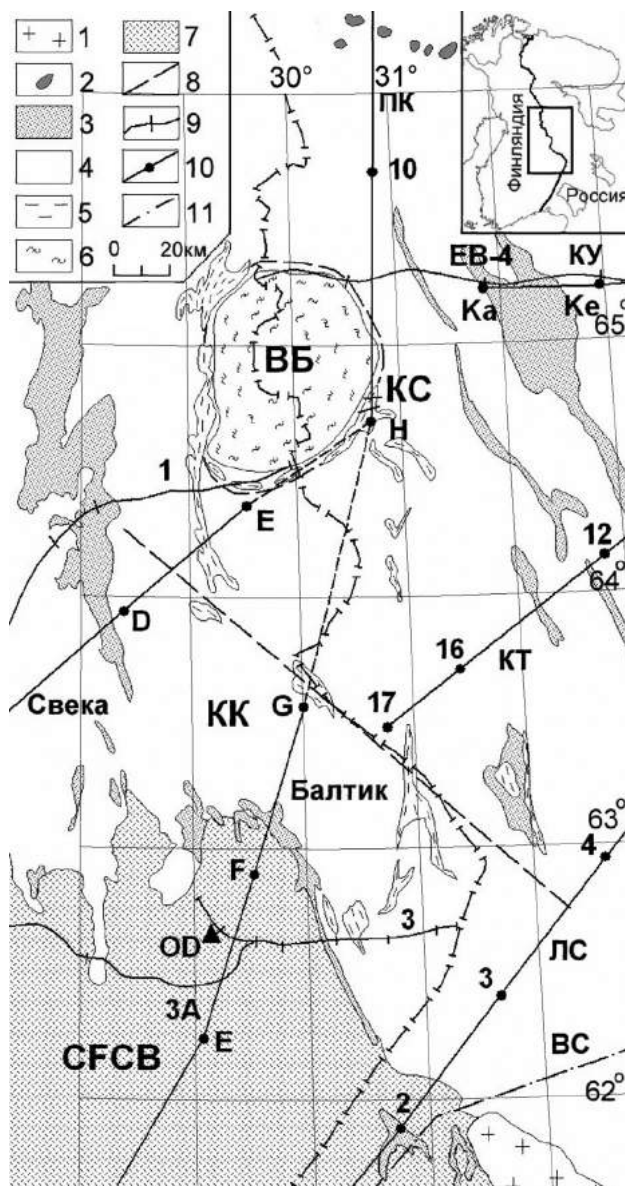


Рис. 2.1. Схема геологического строения и сейсмической изученности центральной части Карельского кратона:

КК – Карельский кратон; ВБ – Вокнаволоцкий блок; CFCB – Центрально-Финляндский протерозойский гнейсо-гранитный блок; КС – Костомукшская зеленокаменная структура; 1 – граниты рапакиви; 2 – протерозойские габбро-нориты; 3 – протерозойские кристаллические вулканогенно-осадочные толщи; 4 – архейские гранито-гнейсовые кристаллические образования; 5 – позднеархейские зеленокаменные пояса; 6 – раннеархейские гранулитовые кристаллические образования Вокнаволоцкого блока; 7 – свекофенские гранито-гнейсовые образования; 8 – основные тектонические зоны; 9 – фрагменты сейсмических профилей ОГТ: EB-4; FIRE 1 (Вартиус – Ийсалми); FIRE 3 (Мёнкё – Оутокумпу); FIRE 3А (Виниярви – Леппявирта); 10 – фрагменты сейсмических профилей ГСЗ с пунктами взрыва: ПК (Печенга – Костомукша); КУ (Кемь – Ухта); КТ (Кемь – Тулос); Свека; Балтик; ЛС (Лахденпохья – Сегозеро); 11 – фрагмент профиля МОБЗ Выборг – Спасская Губа (ВС).
На врезке квадратом очерчен район исследований

В разделе 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.

2.1.1. 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 (см. рис. 2.1, табл. 2.1). Однако отработка проведена с разной деятельностью. 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.

Геотраверс EU-3. Рассмотрим модель строения коры по участку геотраверса EU-3 [Чекунов и др., 1993]. Он состоит из двух профилей *Печенга – Костомукша* и *Балтик* (см. рис. 2.1). Сейсмические наблюдения проведены методом ГСЗ при возбуждении упругих волн как специальными, так и промышленными взрывами. Пункт взрыва в карьере Костомукша (Н) был связующим для этих профилей в единый геотраверс, пересекающий Фенноскандинавский щит с севера на юг.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Таблица 2.1. Сейсмическая изученность земной коры Центральной части Карельского кратона

Название профиля	Длина, км	Год выпуска	Глубина до М, км	V ср до М, км/с	Vг по М, км/с	Литературный источник
Печенга – Костомукша	550	1981–1982	41–49	6,4–6,5	8,1	Литосфера..., 1987; Azbel et al., 1989; Чекунов и др., 1993; Шаров, 1993; Mitrofanov et al., 1998
Кемь – Ухта	200	1958–1959	38–40	6,4	8,1	Земная кора..., 1978; Гончаров и др., 1991; Глубинное строение..., 2001
Кемь – Тулос	230	1978–1979	39–40	6,4	8,1–8,2	Литвиненко и др., 1981; Гончаров и др., 1991
Лахденпохья – Сегозеро	300	1980	41–50	6,4	7,8–8,0	Литвиненко и др., 1982; Гончаров и др., 1991; Глубинное..., 2004
Балтик	450	1982	40–63	6,7	8,0–8,2	Luosto et al., 1990; Булин, Фурсов, 1991; Шаров, 1993
Свека	320	1981	50–57	6,6	7,8–8,0	Luosto et al., 1987; Перхуц, Корхонен, 1989; Yliniemi et al., 2004
Выборг – Спасская Губа	540	2000–2001	40–48	6,6	–	Глубинное..., 2004
ЕВ-4	269	1999	40	–	–	Глубинное строение..., 2001; Шаров и др., 2010; Слабунов и др., 2011
Вартиус – Ийсалми (FIRE 1)	500	2001	40–55	–	–	Kukkonen, Lahtinen, 2006; Korja, Heikkinen, 2008
Мёнкё – Оутукумпу (FIRE 3)	158	2002	45–60	–	–	Kukkonen, Lahtinen, 2006; Korja, Heikkinen, 2008; Kukkonen, 2011
Виниярви – Леппявирта (FIRE 3A)	448	2002	45–60	–	–	Kukkonen, Lahtinen, 2006; Korja, Heikkinen, 2008

На геотраверсе отдельные группы волн коррелируются с разрывами (рис. 2.2). 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 (см. рис. 2.2). 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.

По волнам, доминирующим на монтажах, построены отражающие границы на глубинах 5–13, 15–20 и 26–35 км (рис. 2.2, 2.3, а). Аномальные отклонения экспериментальных годографов относительно расчетных в большинстве случаев наблюдаются в местах пересечения профилем, выходящим на дневную поверхность пород, характеризующимся большой скоростью, или вблизи него. В пределах всего разреза коры выявлены наклонные глубинные разломы – границы отдельных блоков, которые претерпели горизонтальные подвижки.

Мощность коры вдоль профиля Печенга – Костомукша – Ловиса изменяется от 38 до 63 км. Наблюдается аномальная Ладожско-Ботническая зона. Для нее характерно: повышенное значение магнитного поля, приуроченность эпицентров землетрясений и затуханий сейсмических волн, смена уровня или степени дифференцированности современных движений земной коры. В сейсмическом разрезе отмечается перестройка раздела М, увеличение мощности (до 30 км) нижнего высокоскоростного слоя и глубины до границы М – 63 км. В древней части щита кора в среднем тоньше (40 км), чем в более молодой Свекофеннской провинции (45 км). Скоростное различие также существенно: кора древней части щита характеризуется меньшей скоростью, в ней утонен или отсутствует высокоскоростной слой. Возможно, этот слой следует рассматривать в качестве «коро-мантийной смеси», обычно фиксируемой под континентальными рифтовыми зонами.

Вдоль всего профиля проведено определение температур в земной коре. В пределах Фенноскандинавского щита тепловой поток составляет 25–45 мВт/м² (рис. 2.3, б). Расчетный температурный разрез достаточно несложен и на глубине 40–50 км температура достигает 300–400 °С.

Построен схематический график продольной проводимости верхней 20-километровой толщи (рис. 2.3, б), полученный по результатам глубинных геоэлектрических зондирований с естественными и контролируемыми источниками. Продольная проводимость аномальных зон в земной коре колеблется от десятков единиц до тысячи сименсов.

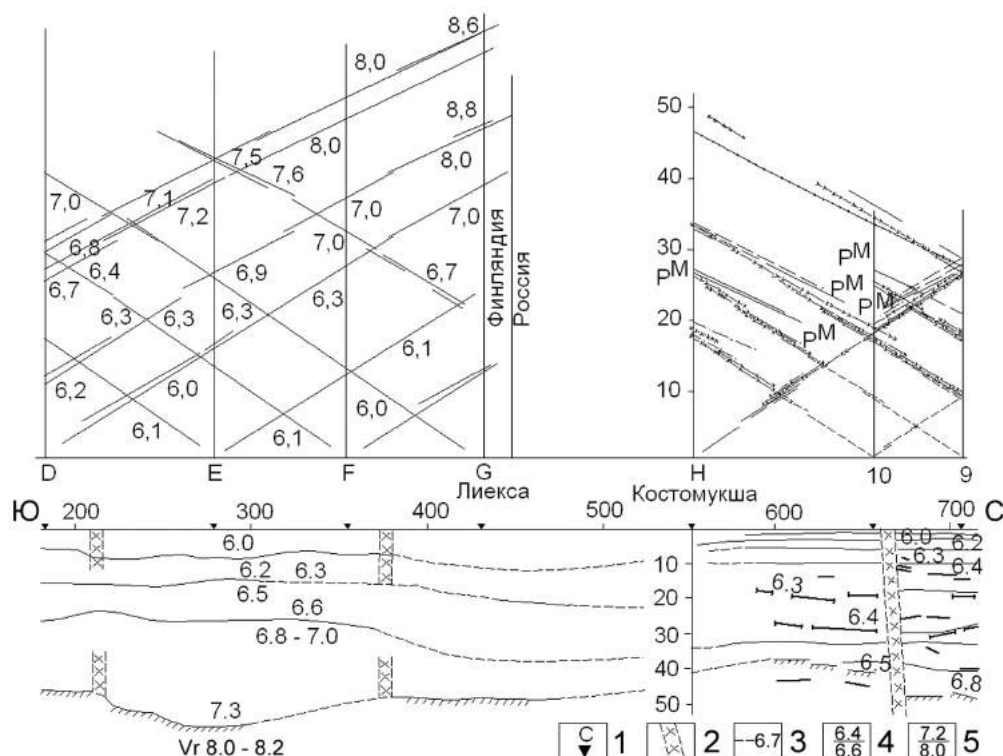


Рис. 2.2. Системы наблюдаемых годографов на фрагментах профилей ГСЗ Балтик, Печенга – Костомукша и сводный сейсмический разрез земной коры [Литосфера..., 1987]:

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

Магнитная модель построена в двухмерном варианте с учетом распределения температуры и скоростей в земной коре. Придерживались условия, что нижняя часть коры, имеющая высокие скорости продольных волн, может быть магнитной. Полученные таким образом намагниченные объекты показаны на геофизическом интерпретационном разрезе в виде отдельных тел (рис. 2.3, в) с указанием значений их намагничения в А/м.

Верхняя часть плотностного разреза (рис. 2.3, в) существенно неоднородна по латерали. Плотность в отдельных блоках, соответствующих геофизическим структурам и продолжению их на глубину, меняется в широком интервале (2,60–2,95 г/см³). Латерально изменчивая часть плотностных моделей распространяется на глубину до 5–10 км. Средняя часть земной коры (ориентировочно глубины 15–35 км) менее полно охарактеризована по скорости. В связи с этим и плотностные модели этой части коры оказались более схематичными, но можно говорить о нарастании плотности от 2,76 до 2,96–3,0 г/см³ в низах коры. Самая нижняя часть коры также неоднородна, и в областях развития переходных линз на границе между корой и мантией плотность достигает 3,10–3,15 г/см³. Ниже сейсмического раздела М плотность по латерали принята постоянной – 3,35 г/см³, соответствующей нормальной планетарной модели.

По совокупному анализу геофизических и геологических данных устанавливается (рис. 2.3, г), что неоднородный скоростной и плотностной составы коры в пределах геотраверса коррелируются с особенностями геологического строения. Структура земной коры региона имеет сложное мозаично-неоднородное строение. Блоки ограничены зонами глубинных и других крупных разломов, пересекающих всю кору или отдельные ее слои и обуславливающие 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 [Павленкова, 1986; Шаров, 1993; Korja et al., 1993].

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

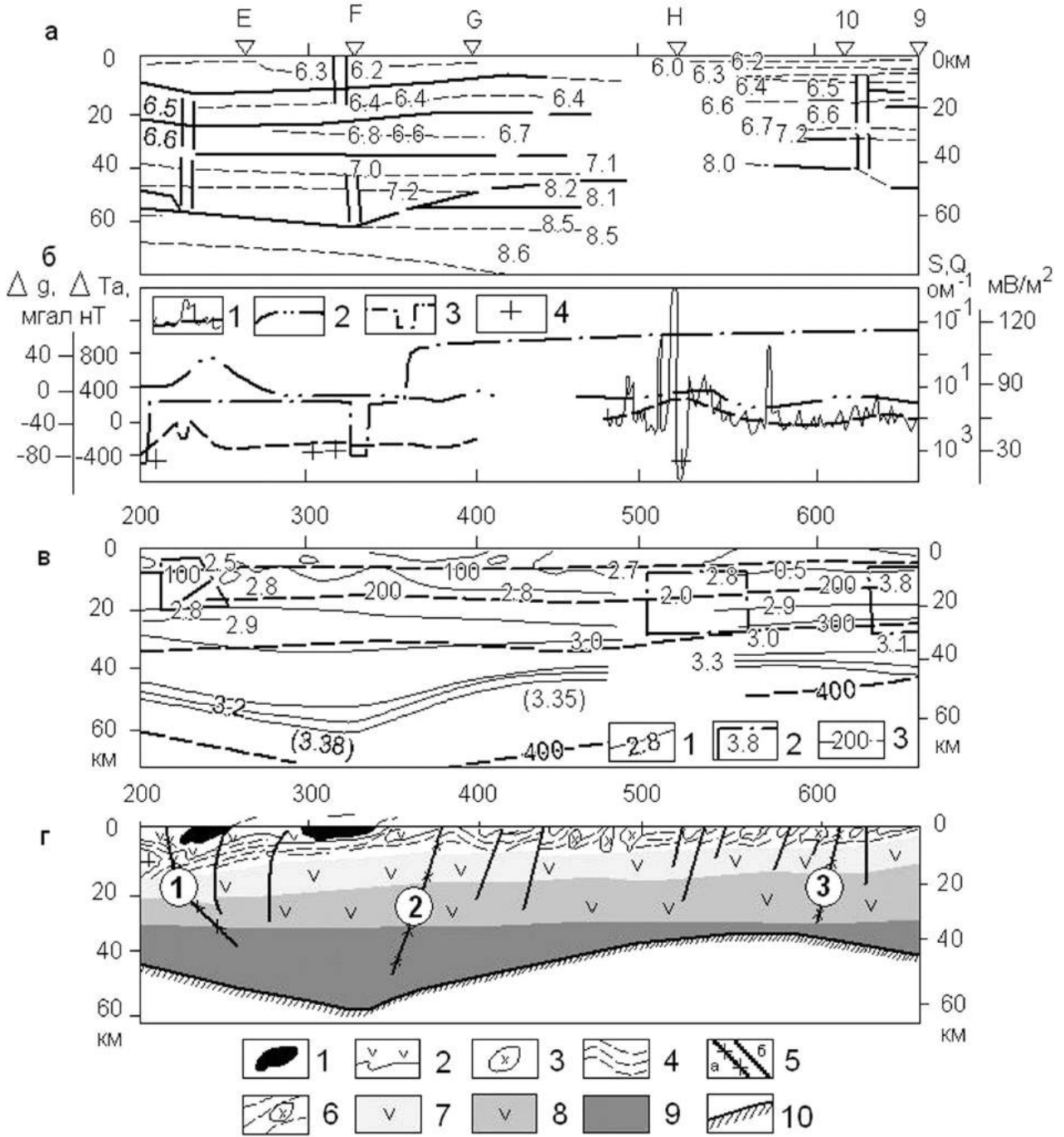


Рис. 2.3. Геолого-геофизический разрез земной коры по сводному участку профилей Балтик и Печенга – Костомукша [Шаров, 1993; Mitrofanov et al., 1998]:

а – сейсмический разрез; б – графики геофизических полей: 1 – наблюдаемые и осредненные аномалии магнитного поля ΔT_a , 2 – гравиметрические аномалии Δg в редукции Буге по профилю, 3 – продольная проводимость S пород кристаллического фундамента, 4 – измеренное значение Q теплового потока; в – комплексный геофизический разрез: 1 – изолинии плотности (g/cm^3), 2 – магнитные объекты в виде отдельных тел с указанием значений их намагниченности (A/m), 3 – изолинии температуры ($^{\circ}C$); г – интерпретационная геолого-геофизическая модель: 1 – перидотиты, габброиды и основные вулканиты (2,0–1,9 млрд лет), 2 – вулканогенно-осадочные образования (2,2–1,8 млрд лет), 3 – граниты, гранодиориты (2,8–2,6 млрд лет), 4 – архейские гнейсы и сланцы, 5 а – главные и 5 б – второстепенные разрывные нарушения, разломы (цифрами в кружках): 1 – Колконярви, 2 – Суवासьяси, 3 – Топозерский; 6 – пологие границы, предполагаемые по геологическим данным: верхний слой (верхний этаж) ($V = 5,9-6,2$ км/с, $\sigma = 2,6-2,75$ г/см³); 7 – средний ($V = 6,3-6,5$ км/с, $\sigma = 2,75-2,9$ г/см³); 8 – нижний ($V = 6,6-6,8$ км/с, $\sigma = 2,9-3,0$ г/см³); 9 – коро-мантийный слой ($V = 7,0-7,3$ км/с, $\sigma = 3,0-3,2$ г/см³); 10 – граница М, мантия ($V = 8,0-8,2$ км/с, $\sigma = 3,35$ г/см³)

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 [Павленкова, 1986; Шаров, 1993; Korja et al., 1993].

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 коро-мантийном (рис. 2.3, г). 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 М 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 , скорей всего, обусловлена изменением реологических свойств пород на больших глубинах и поэтому с ней не связано изменение плотности. Из опыта моделирования, граница K_1 чаще всего отражает изменение петрофизических свойств – увеличение основности пород разреза, что, как правило, отражается в увеличении плотности.

Профили Свека и Вартиус – Йисалми (FIRE 1). Рассмотрим модель строения земной коры вдоль сводного профиля который пересекает две основные геологические провинции разного возраста: досвекокарелиды (2,5–3,1 млрд лет) и свекокарелиды (1,3–1,9 млрд лет) (см. рис. 2.1). Глубинные сейсмические исследования на пяти профилях в средней части Финляндии проведены Ю. Юлиниemi [Yliniemi, 1991] с использованием взрывов в карьерах Костомукши, Кеми, Ланпаслами, Сиилинярви как источников сейсмической энергии (рис. 2.4, а). Монтажи сейсмограмм поля продольных и поперечных волн, зарегистрированных на профиле Свека из карьера Костомукша, приведены на рис. 2.4, б, в. Сопоставляя монтажи поперечных и продольных волн, в целом можно говорить о подобии волновых полей, но систематические невязки времен прихода и различия в динамической выразительности отдельных волн свидетельствуют о существенном изменении отношения скоростей продольных и поперечных волн как с глубиной, так и в латеральном направлении [Шаров, 1993].

В результате интерпретации поля продольных и поперечных волн по профилю Свека была определена общая структура земной коры (рис. 2.5), выделены основные блоки, глубинные разломы, максимальная мощность земной коры составила 55–57 км [Luosto et al., 1987; Перхуц, Корхонен, 1989]. Наблюдаемые здесь времена и кажущиеся скорости первых вступлений указывают на большие глубины до границы М: только на удалении свыше 290 км от ПВ в первые вступления выходит преломленная волна $P_{пр}^M$ со скоростью 8 км/с. На удалениях от 240 до 280 км в первых вступлениях регистрируются волны со скоростью 7,5–7,7 км/с, а на расстояниях 90–140 км от источника удалось проследить разрыв годографов Р- и S-волн и выделить в северо-восточной части профиля зону пониженных скоростей на глубине 3–15 км (рис. 2.5, б).

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

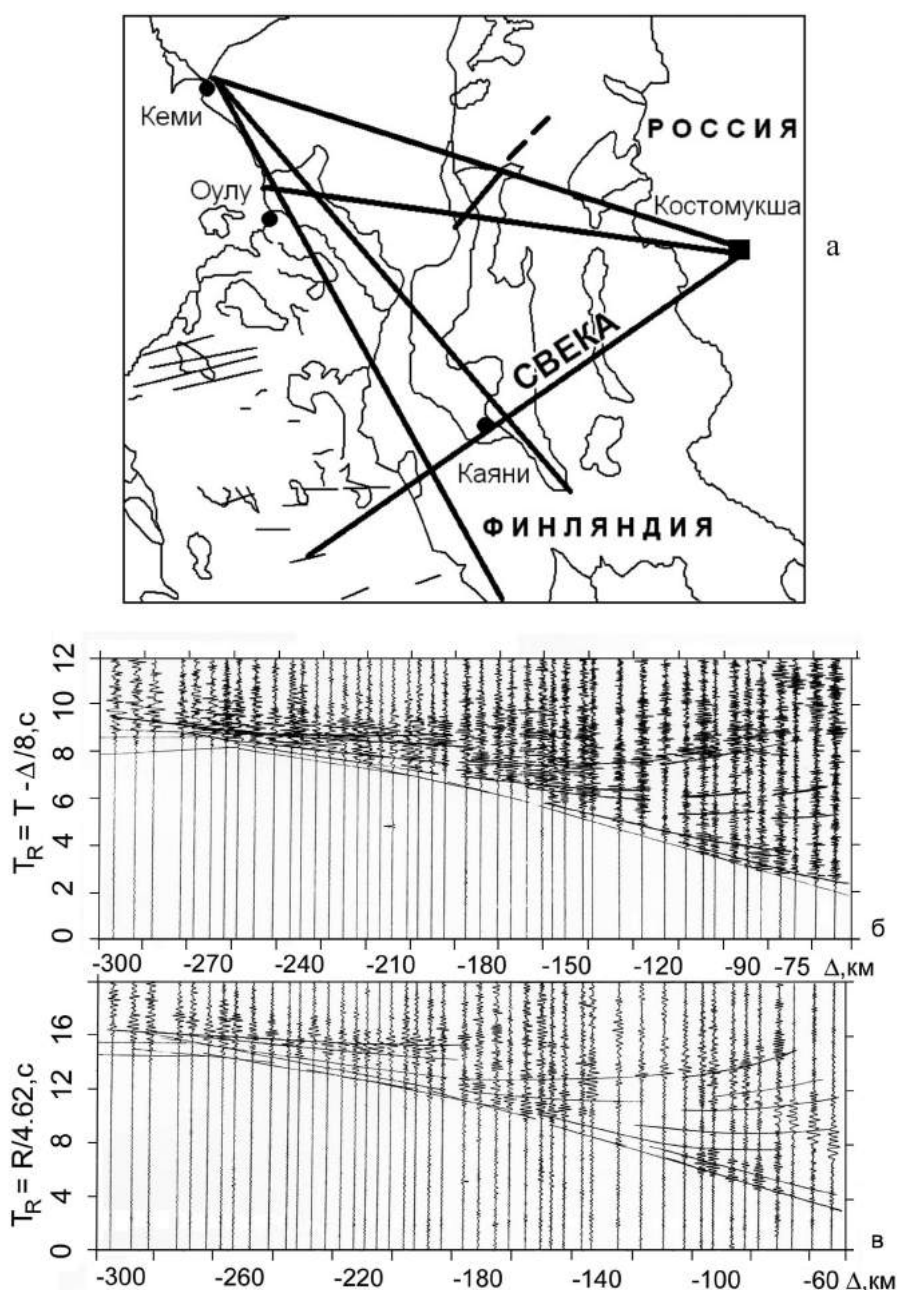


Рис. 2.4. Сейсмические профили (а) и монтажи сейсмограмм профиля Костомукша – Свека, промвзрывов Костомукши [Yliniemi, 1991]. б – поле Р-волн, полоса пропускания 2–15 Гц; в – поле S-волн, полоса пропускания 2–6 Гц

Глубинный сейсмический разрез FIRE 1 (см. рис. 2.1), полученный методом ОГТ, показан в виде прямой линии (рис. 2.5, а). Расстояние, осредненное, указано в км. На рис. 2.5, в приведен сводный сейсмо-геологический разрез FIRE 1 и Свека [Korja, Neikkinen, 2008]. Нижняя кора под Карельским кратоном выделяется (рис. 2.5, а, в) в виде 15 км уступа границы М, на которую указывает главным образом ослабление отражательной способности. Кора расслоена и существуют две главные границы слоев, на которых происходит изменение сейсмических отражательных свойств. Верхний слой (глубиной 15–18 км) характеризуется высокой отражательной способностью. Отражения имитируют грабеновые и горстовые структуры и несколько падающих умеренно на запад отражающих границ. Средняя кора (18–30 км) имеет более неоднородную отражательную способность, нарушенную зигзагообразным характером отражения и прозрачными субвертикальными зонами.

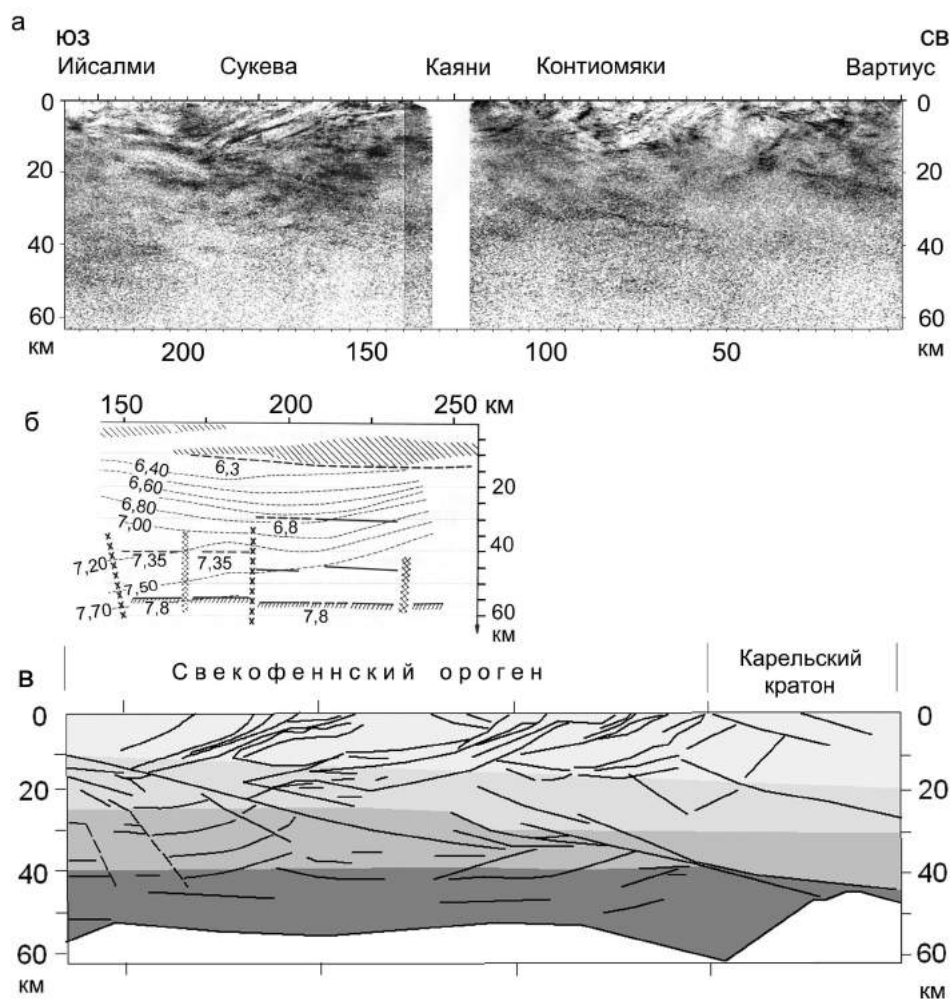


Рис. 2.5. Профиль FIRE 1. Мигрированный временной разрез МОВ ОГТ (а) [Kukkonen, Lahtinen, 2006]. Сейсмический разрез по профилю ГСЗ Свека (б) [Luosto et al., 1987], полученный при обработке поля продольных волн. Сводный глубинный сейсмический разрез ОГТ ГСЗ (в) [Korja, Heikkinen, 2008], деление земной коры на слои (полутонами) проведено автором согласно условным обозначениям – см. рис. 2.3, г

Профили Мёнкё – Оутокумпу (FIRE 3) и Виниярви – Леппявирта (FIRE 3А). Профиль FIRE 3 пересекает зону контакта Карельского кратона и Центрально-Финляндского блока (район Оутокумпу), где пробурена в 2004 г. скважина OD глубиной 2516 м (см. рис. 2.1). 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 3А является продолжением FIRE 3 на запад и пересекает Ладожско-Ботническую шовную зону (см. рис. 2.1). На сейсмических разрезах (рис. 2.6, а, б) 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 простиранию, которые разделяют блоки, отличающиеся отражательными свойствами [Korja, Heikkinen, 2008].

Ладожско-Ботническая зона (рис. 2.6, б, в) выглядит как серия субвертикальных прозрачных зон, пронизывающих всю кору. Между главными сбросами амплитуды отражения уменьшаются. Деление земной коры на слои (рис. 2.6, в) проведено условно, т. к. отсутствуют скоростные характеристики разреза. Нижняя кора имеет низкую отражательную способность, но обладает субгоризонтальной расслоенностью.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

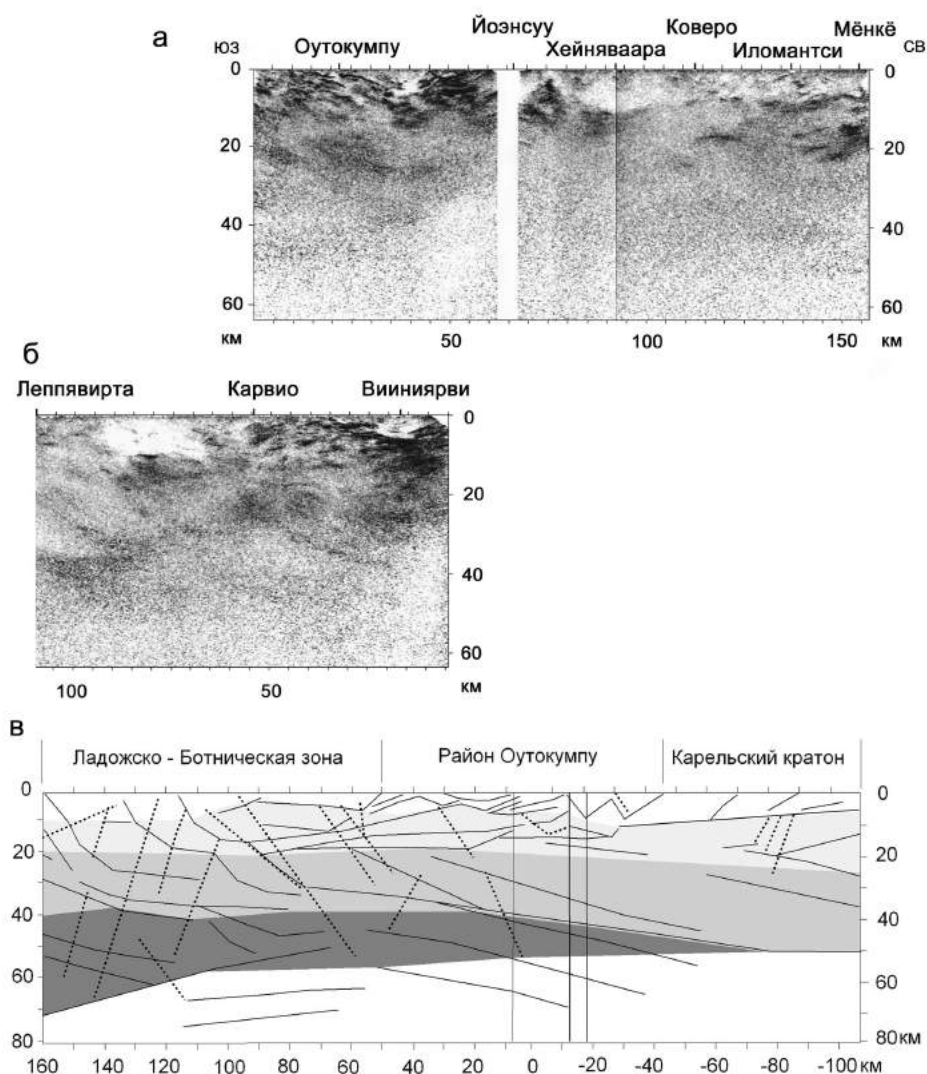


Рис. 2.6. Профиль FIRE 3. Мигрированный временной разрез МОВ ОГТ (а) [Kukkonen, Lahtinen, 2006]. Профиль FIRE 3А. Мигрированный временной разрез МОВ ОГТ (б) [Kukkonen, Lahtinen, 2006]. Сводный глубинный сейсмический разрез ОГТ (в) [Korja, Heikkinen, 2008], деление земной коры на слои (полутонами) проведено согласно условным обозначениям – см. рис. 2.3, г

Профили EB-4 и Кемь – Ухта (КУ). Профили пересекают Карельскую гранит-зеленокаменную область и Шомбозерскую структуру (см. рис. 2.1). В сейсмическом разрезе ОГТ (рис. 2.7, а) картина отражений для восточного, центрального и западного участков профиля резко различается. На востоке, под Шомбозерской позднепротерозойской структурой фиксируется ярко проявленная полого падающая на восток ступенчатая система отражающих площадок, которая трассируется через всю мощность коры до мантии.

В восточной части Западно-Карельского блока на отрезке профиля 150–230 км хорошо прослежены поверхность М на глубине 40 км, а в структурно-волновом поле земной коры прослежены три субгоризонтальных слоя. Нижний интенсивно отражающий располагается на интервале глубин 40–25 км. Второй сейсмически «прозрачный» отвечает интервалу глубин 25–15 км. Верхний слой до глубины 15 км с неравномерным распределением сильных и слабых отражений [Глубинное строение..., 2001].

В восточной части Западно-Карельского блока на отрезке профиля 230–270 км наблюдается принципиально иная картина волновых отражений. Здесь разрез коры имеет четырехслойное строение. Самый нижний, отражающий клинообразный слой, имеет выраженную границу М. Прозрачный слой у западного окончания разреза располагается на глубинах 20–30 км и полого погружается на восток.

Сильно отражающий слой в средней коре на глубинах 15–20 км также полого погружается на восток. Верхний слой коры характеризуется неоднородной системой прозрачных и отражающих участков. Последние имеют отчетливо выраженные наклоны с падением на восток [Глубинное строение..., 2001].

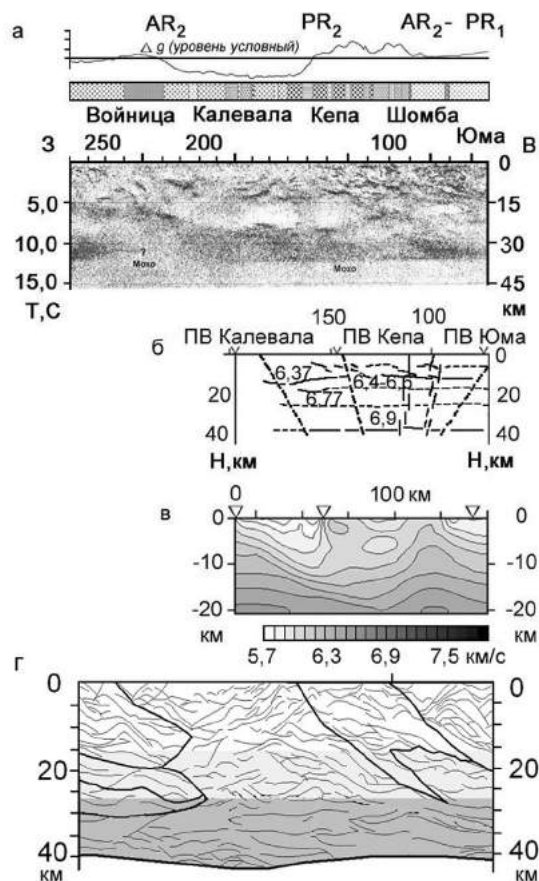


Рис. 2.7. Профиль ЕВ-4. Мигрированный временной разрез МОВ ОГТ (а) [Глубинное строение..., 2001]. Сейсмический разрез по профилю ГСЗ Кемь – Ухта (б) [Земная кора..., 1978]. Сейсмотомографический разрез по профилю Кемь – Ухта (в). Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю ЕВ-4 (г) [Слабунов и др., 2011], деление земной коры на слои (полутонами) проведено согласно условным обозначениям – см. рис. 2.3, г

Первые исследования ГСЗ на докембрийских щитах выполнены в 1958–1959 гг. под руководством И.В. Литвиненко по профилю Кемь – Ухта (см. табл. 2.1). Наличие непрерывных, протяженных годографов дало возможность охарактеризовать по граничной скорости не только поверхность М, но и внутрикоровые границы [Земная кора..., 1978; Гончаров и др., 1991; Глубинное строение..., 2001]. Вдоль профиля наблюдается четкое расслоение консолидированной коры по упругим свойствам в вертикальном направлении. Выделены две скоростные внутрикоровые границы, на которых возникают (рис. 2.7, б) отраженные и преломленные волны и подошва земной коры – горизонт М на глубине около 40 км.

По времени первых вступлений продольных волн на профиле Кемь – Ухта проведено сейсмотомографическое моделирование на основе программы FIRSTOMO. Разрез построен до глубины 20 км (рис. 2.7, в), его верхнюю часть можно разделить на две части: на западном участке профиля выделяется низкоскоростная аномалия 5,7–5,9 км/с протяженностью около 40 км, в районе Калевалы. Аномалия приурочена к Куйтийскому разрывному нарушению. Далее выделяется участок, на котором располагается Шомбозерская структура, с повышенной скоростью 6,1–6,3 км/с, протяженностью 70 км, который характеризуется положительным вертикальным градиентом скорости.

Комплексный анализ геологических и сейсмических данных (с учетом вариаций гравиметрических и магнитных полей) позволил построить геолого-геофизический разрез земной коры (рис. 2.7, г). На разрезе удается проследить структуру кристаллической коры на всю ее мощность, понять особенности строения отдельных блоков, а также их соотношение [Шаров и др., 2010; Слабунов и др., 2011].

Профиль Кемь – Тулос (КТ) изучен не только ГСЗ, но и детализирован МОВ [Литвиненко и др., 1981; Гончаров и др., 1991]. Значение скорости у дневной поверхности изменяется от 5,7 км/с в гранито-гнейсовых комплексах архея до 6,3–6,5 км/с в протерозойских осадочно-вулканогенных толщах (рис. 2.8). Закономерности изменения скорости с глубиной различны для разных блоков.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

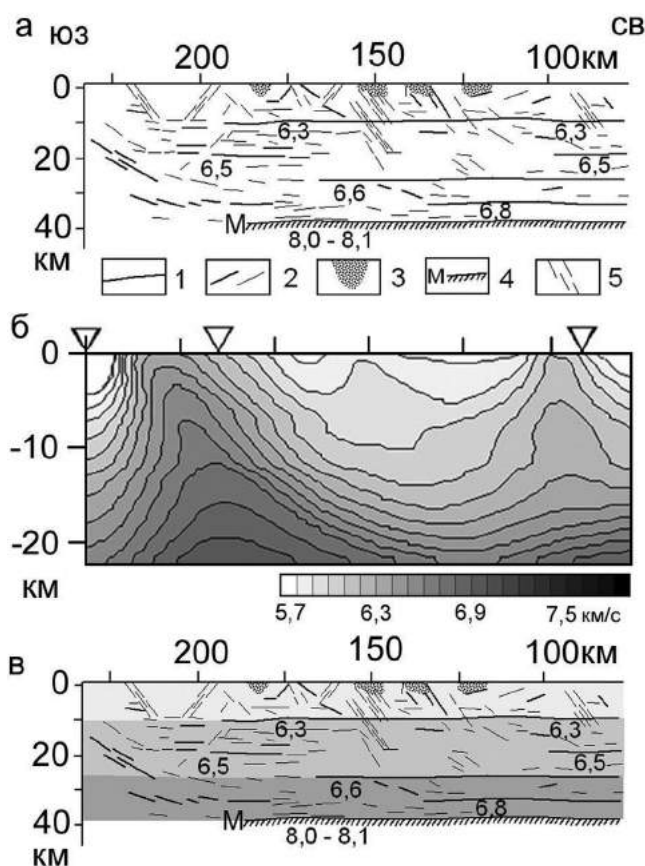


Рис. 2.8. Сейсмический разрез по профилю ГСЗ Кемь – Тулос (а) [Литвиненко и др., 1981]: 1 – преломляющие границы; 2 – отражающие границы; 3 – осадочно-вулканогенные толщи протерозоя; 4 – раздел М; 5 – глубинные разломы. Сейсмотомографический разрез (б). Сейсмогеологический разрез (в). Деление земной коры на слои (полутонами) проведено согласно условным обозначениям – см. рис. 2.3, г

Верхний сейсмический горизонт в интервале глубин 9–12 км выделен по данным МОВ и ГСЗ и характеризуется скоростью 6,2–6,3 км/с. Он представлен серией пологих границ (рис. 2.8, а). Средний со скоростью 6,5–6,6 км/с на глубинах до 20–25 км прослежен надежно лишь на части профиля. Нижний с предполагаемой скоростью 6,7–6,8 км/с прослежен с глубины 26 км и ниже только по данным ГСЗ. Сейсмический горизонт М залегает на глубинах 39–40 км.

По сейсмотомографическому моделированию нами построен разрез (рис. 2.8, б) до глубины 20 км. В верхней части разреза, на юго-западном участке профиля, вблизи дневной поверхности присутствуют породы со скоростью 6,2–6,4 км/с. Этот участок связан с толщей вулканитов Лехтинской структуры, пересекаемой профилем. Повышенный градиент скорости в северо-восточной части профиля связан с переходом от низкоскоростного Центрально-Карельского блока к более высокоскоростной Восточно-Карельской зоны. Комплексный анализ сейсмогеологических данных позволил построить (рис. 2.8, в) сводный разрез земной коры.

Профили Лахденпохья – Сегозеро (ЛС), Выборг – Спасская Губа (ВС) (см. рис. 2.1, 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. 2.9, 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. 2.9, 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.

Участок профиля МОВЗ (см. рис. 2.1) пересекает Янисъярвинскую зону, разворачивается на восток и пересекает субмеридиональные структуры южной части Карельского кратона. На сейсмическом разрезе (рис. 2.9, в) кора нормально расслоена с четким трассированием по обменным волнам подошвы всех слоев земной коры, границ M_1 , M_2 и характеризуется средним уровнем обменоспособности [Глубинное..., 2004]. На этом фоне выделяются разрывы горизонтальных границ, включая мантийные, некоторые смещения их друг относительно друга, области и зоны аномально высокой и низкой обменоспособности. Существует определенная корреляция между глубинами до точек обмена волн от землетрясений, выделенных при МОВЗ (рис. 2.9, в), и положением сейсмических границ по данным ГСЗ (рис. 2.9, а). Сводный разрез земной коры (рис. 2.9, г) получен в результате анализа имеющихся сейсмических данных.

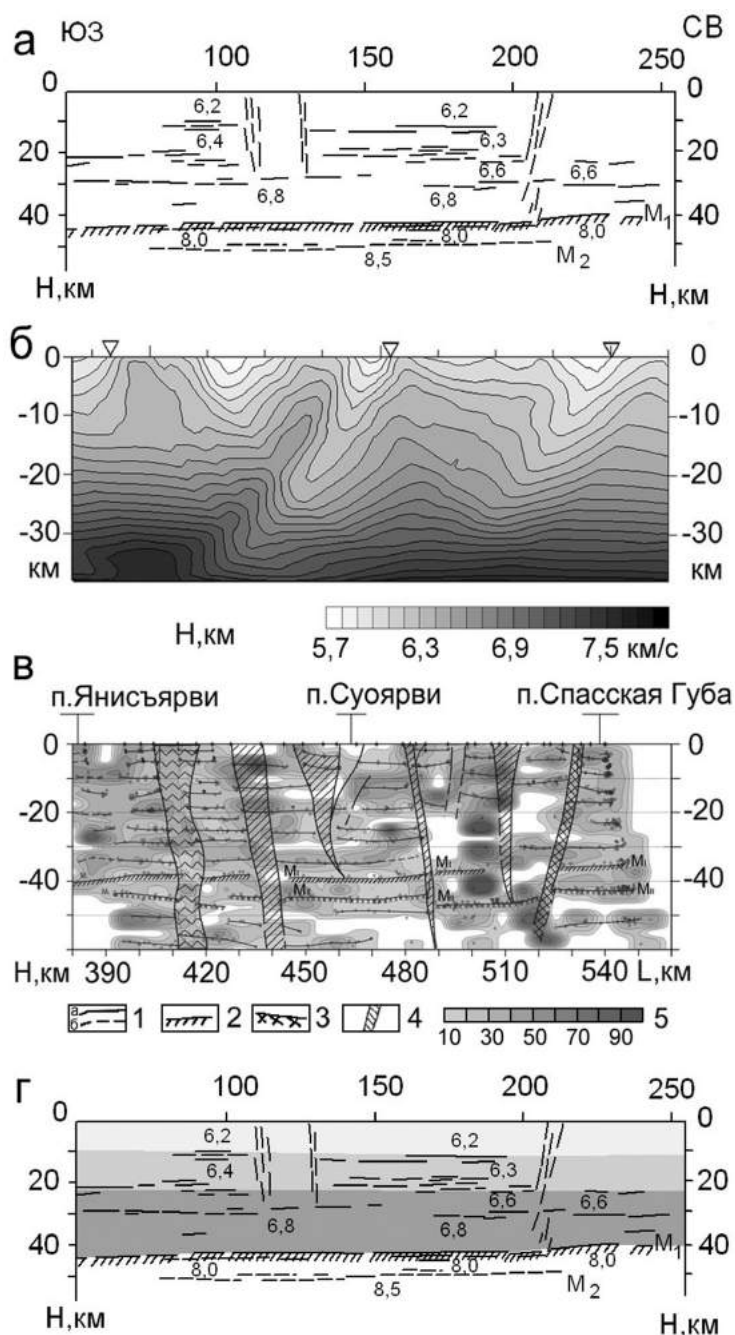


Рис. 2.9. Профиль ГСЗ Лахденпохья – Сегозеро. Сейсмический разрез по профилю (а) [Литвиненко и др., 1982]. Условные обозначения см. к рис. 7, а. Сейсмотомографический разрез (б). Профиль МОВЗ Гдов – Спасская Губа. Глубинный сейсмический разрез и обменоспособность среды (в) [Глубинное..., 2004]: 1 – границы обменов: а) уверенные, б) менее уверенные; 2 – кровля зоны перехода кора – мантия; 3 – подошва зоны перехода кора – мантия; 4 – глубинные разломы; 5 – обменоспособность среды, %. Сейсмогеологический разрез (г). Деление земной коры на слои (полутонами) проведено согласно условным обозначениям – см. рис. 2.3, г

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

2.1.2. Построение блоковой модели земной коры региона

На рис. 2.10 показана аксонометрическая проекция шести сейсмогеологических разрезов, рассмотренных выше, для исследуемого региона. 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 Свеккофеннской провинции.

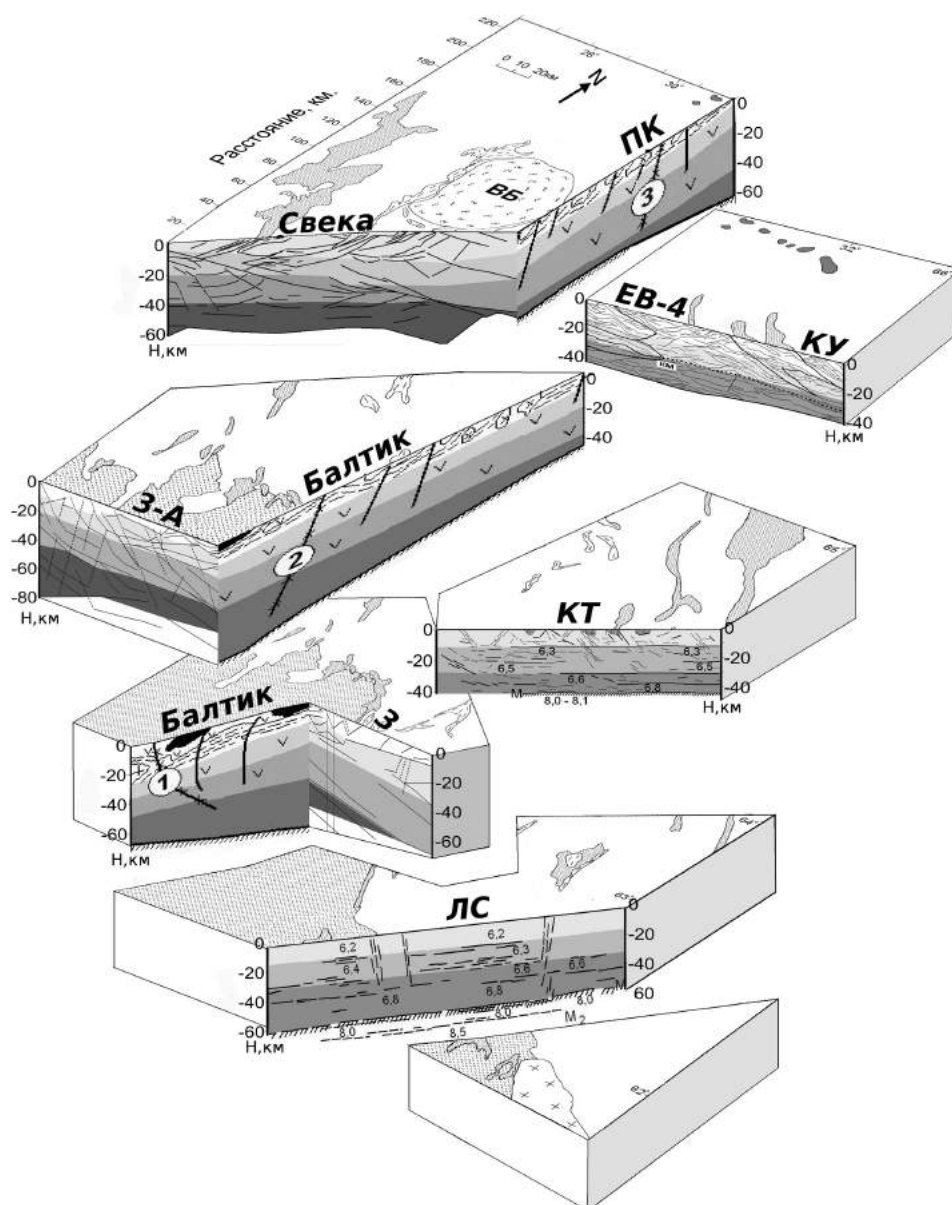


Рис. 2.10. Блоковая модель земной коры центральной части Карельского кратона, показывающая основные геологические единицы и сейсмогеологические разрезы

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 этапами.

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: Свеча, Балтик, Приладожский. Скоростные разрезы

(см. рис. 2.10) дают представление о подобию 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, 2013].

На рис. 2.11 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 (см. рис. 2.11). 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.

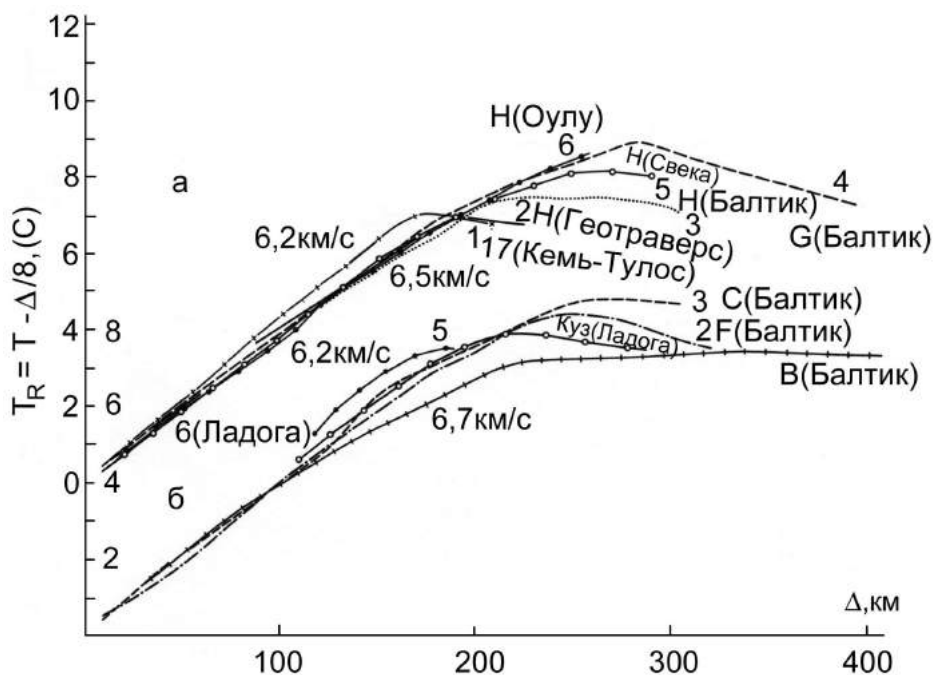


Рис. 2.11 Сравнение редуцированных ($V_p = 8$ км/с) годографов первых вступлений продольных волн для (а) – северной и (б) – южной частей региона. Показаны пункты взрыва, а в скобках – название профилей ГСЗ

На рис. 2.12 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 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 60 км. Она представляет собой одну из наиболее важных структур щита, которая возникла в зоне причленения свекофеннского геоблока к архейскому. В рамках мобилистских представлений о развитии Фенноскандинавского щита это сочленение рассматривается как результат субдукции свекофеннской океанической коры под континентальную архейскую Карельского кратона [Korja, Heikinen, 2008].

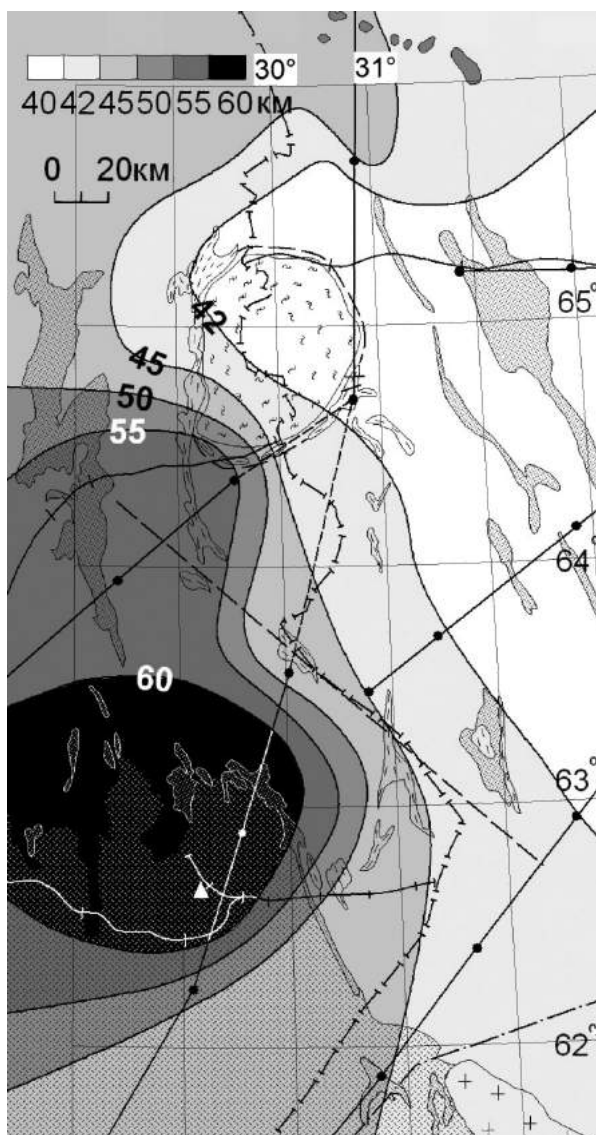


Рис. 2.12. Структурная схема раздела Мохоровичича (М, км) центральной части Карельского кратона

Мощность земной коры докембрийских щитов изменяется в широких пределах (30–65 км) и составляет в среднем 43,5–44,6 км (Украинский, Фенноскандинавский, Канадский, Алданский, Анабарский, Аравийский щиты) и 38,2 км (Индийский щит) [Трипольский, Шаров, 2004]. Для всех рассматриваемых щитов характерна переходная зона различной мощности (2–30 км) и степени расслоенности. Средняя скорость в зонах с утолщенной корой выше на 0,05–0,10 км/с, чем в областях с нормальной корой.

В целом древняя архейская кора щитов (3,8–2,5 млрд лет) тоньше (35–42 км) раннепротерозойской (2,6–1,7 млрд лет) – до 50–65 км. Утолщения коры приурочены, как правило, к «корневым» частям денудированных орогенов, иногда – к области «удвоения» коры в результате надвига, как в зоне Капейсейсинг [Трипольский, Шаров, 2004]. Не исключено, что отмеченная разность в мощностях архейской и протерозойской коры древних щитов имеет глобальное распространение. Так, например, в пределах Южно-Африканского щита протерозойские провинции, прилегающие к архейскому кратону Каапвааль, имеют в сравнении с кратоном значительно более толстую кору, которая, по мнению некоторых исследователей, образовалась в результате поступления в низы коры мантийного материала (наращивание коры снизу или подслаивание). Необходимо подчеркнуть, что зоны с утолщенной корой имеют на щитах подчиненное площадное распространение. Так, на Фенноскандинавском щите они составляют около 16 % его изученной площади, на Канадском – 21 % и на Украинском – 26 %.

Повышенные мощности коры (46–58 км) выявлены на Канадском щите в районе оз. Верхнего (рифтовая Система Мидконтинент) и в пределах зоны Капейсейсинг провинции Сьюпириор. На Фенноскандинавском щите переходная зона кора – мантия мощностью 5–10 км и более прослежена также

в его западной части по профилю Феннолора и в районе Финской Лапландии. Переходная зона мощностью до 20 км, которая с глубиной постепенно переходит в верхнюю мантию, фиксируется на Украинском щите в районе Криворожско-Кременчугского глубинного разлома [Трипольский, Шаров, 2004].

2.1.3. Обсуждение результатов

Из рассмотрения взаимосвязей сейсмических разрезов можно сделать вывод о том, что главный созидательный вклад в формирование земной коры региона вносит нижний слой. Весьма показательно, что на Фенноскандинавском щите максимальная мощность «базальтовой» подушки в основании коры находится между Карельским кратоном и раннепротерозойской Свекофеннской провинцией. Нарращивание 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].

Вероятно, поднимающиеся астенолиты использовали уходящие в мантию вертикальные поверхности раздела на границах геоблоков как проницаемые зоны, а при достижении основания коры астенолит «растекался» параллельно ее подошвы, образуя в первом приближении структуру, подобную крупным лополитам перидотит-габбро-норитовой формации, хорошо известной в верхнем этаже коры. При допущении сходства механизма образования расслоенных базитовых интрузий в верхней части коры и «базальтовых» подушек в ее основании открывается заманчивая возможность объяснить возникновение волноводов в нижней коре как следствие тех же процессов магматической дифференциации, что проявляются во всех ритмично расслоенных плутонах.

Акцентируя внимание на ведущей роли разрастания «базальтового» слоя в создании коры повышенной мощности, автор отнюдь не стремится представить этот процесс в виде однонаправленной базификации коры. Более того, следует особо подчеркнуть, что сейсмические данные не могут служить надежным индикатором химизма нижней коры вследствие конвергентности акустопроводящих свойств горных пород при высоких термодинамических параметрах.

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.

Таким образом, можно констатировать, что строение земной коры региона относится к мозаично-блоковому типу. В ней выделены отдельные горизонты мощностью до нескольких десятков километров с различными скоростями, что фиксируется резкой сменой их величины или значительными градиентами скоростей. Поверхность Мохоровичича имеет сложное строение. В современном рельефе границы М и в неоднородностях нижней части земной коры находят отражение лишь наиболее крупные структурные элементы: границы основных геотектонических провинций, или геоблоков, реже тектонических зон меньших масштабов.

При определенных стечениях обстоятельств могут возникнуть утолщения земной коры за счет увеличения мощности нижнего, высокоплотного и высокоскоростного слоя, являющегося прежде всего результатом магматической базификации низов коры поднимающимся мантийным астенолитом. Такие «базитовые корни гор» могут сохраняться при высокоградиентном режиме глубинного петрогенезиса, как это и наблюдается в Ладожско-Ботнической зоне. В противном случае происходит эклогитизация этого слоя, причленение его к мантии с дальнейшим в нее погружением. Все это в целом стабилизирует положение поверхности М и создает утяжеленную литосферу [Шаров, Митрофанов, 2014].

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 отдают предпочтение морфологии сейсмических границ и иным элементам. По-видимому, эти принципы должны быть дополнены с учетом того, что земная кора является историко-геологической категорией.

Наблюдаемые сегодня сейсмические границы отражают современную структуру земной коры и имеют относительную связь с ее даже недавним геологическим прошлым. Однако этим не отрицается наличие реликтовых сейсмических границ в верхних частях коры, где термодинамические процессы не столь активны и где границы сохранились в случаях частичного или полного совмещения новообразующих структур с древними. По-видимому, структуры земной коры, претерпевшие интенсивную переработку в протерозое, сопровождающуюся обменом коромантийного вещества, могут быть подвергнуты тщательным металлогеническим исследованиям, т. к. большинство твердых полезных ископаемых щита приурочено к этим структурам.

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, обобщенная модель региона может быть представлена тремя скоростными этапами, однако здесь имеются специфические особенности. Выявлены зоны развития высокоскоростного этажа (7,2–7,4 км/с) в низах консолидированной коры.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

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.

2.2. ВЕРТИКАЛЬНЫЕ И ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СКОРОСТИ УПРУГИХ ВОЛН В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Сейчас постепенно формируются новые представления о горизонтально-неоднородной модели строения верхней мантии. Эта модель значительно лучше отражает физические свойства верхней мантии и расширяет возможности для решения актуальных задач геологии и геофизики.

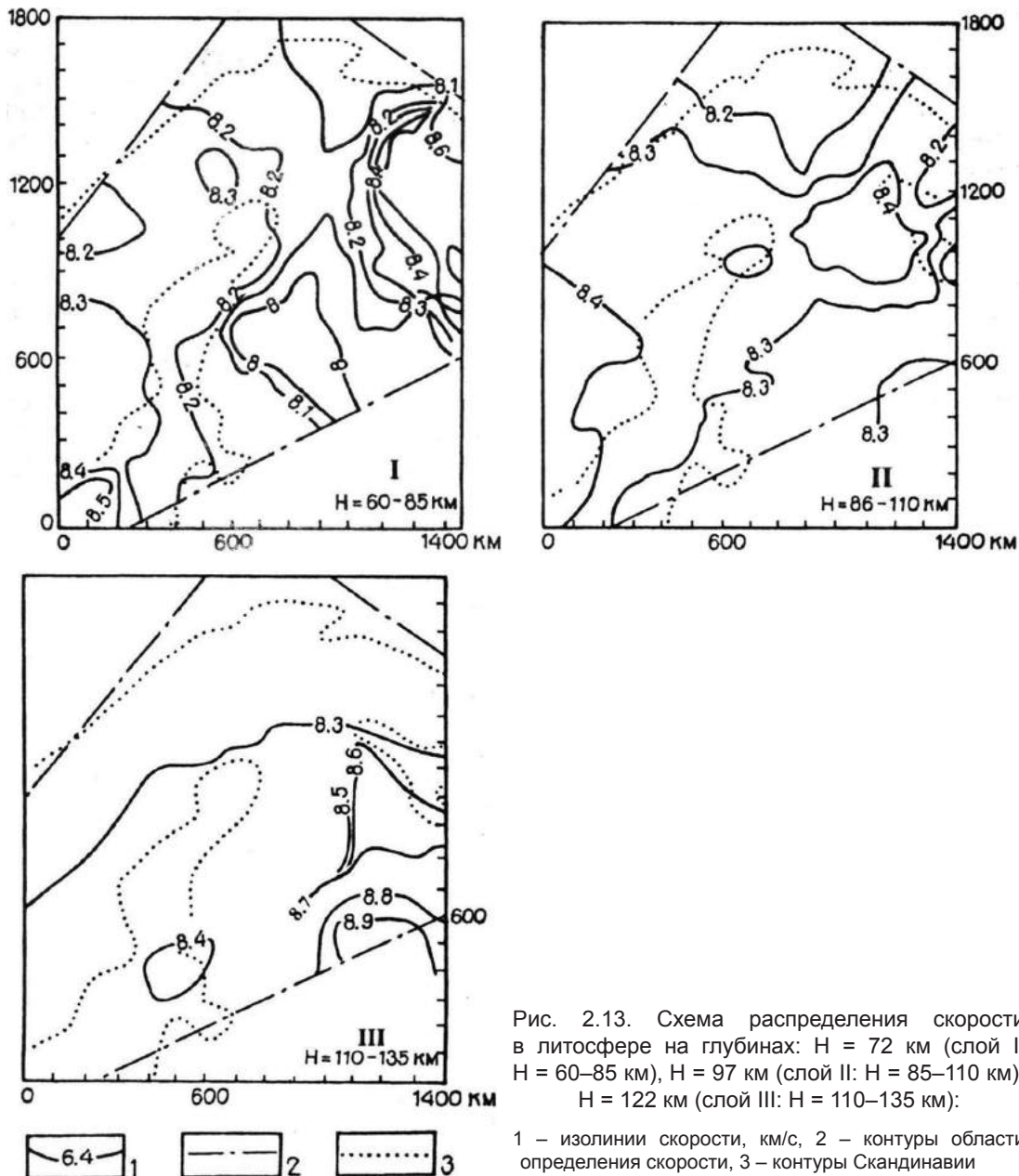


Рис. 2.13. Схема распределения скорости в литосфере на глубинах: H = 72 км (слой I: H = 60–85 км), H = 97 км (слой II: H = 85–110 км), H = 122 км (слой III: H = 110–135 км):

1 – изолинии скорости, км/с, 2 – контуры области определения скорости, 3 – контуры Скандинавии

Трехмерная скоростная модель верхней мантии Фенноскандинавского щита представлена в виде трех карт – срезов изолиний скорости для фиксированных глубин – 72, 97 и 122 км на рис. 2.13, характеризующих изменение скорости продольных волн в трех слоях с постоянной мощностью на глубинах, соответственно, 60–85, 85–110, 110–135 км [Шаров, 2000]. В верхней мантии между границей кора – мантия и глубиной 135 км скорость распространения продольных волн изменяется от 8,0 до 8,8 км/с. Имеются различные скоростные неоднородности с вертикальными размерами 10–40 км и латеральной протяженностью от 50 до 500 км. Отсутствуют низкоскоростные аномалии, где скорость продольных волн снижалась бы до 8 км/с. Наоборот, появляются высокоскоростные (8,4–8,8 км/с) тела.

Аномалии скорости с глубиной не менее выражены, чем на скоростных верхних срезах.

Преимущество расположения скоростных структур в I слое нарушается в слоях II и III (глубины 85–110 и 110–135 км). Диапазон изменения скорости в них ниже, чем в I слое и составляет 8,2–8,4 и 8,4–8,8 км/с. Отмечается несоответствие структурных планов изолиний скорости для разных глубинных срезов верхней мантии. Наибольшее изменение скорости в мантии на томографических срезах наблюдается в архейской части щита (Лапландско-Кольско-Карельская провинция). Здесь расположен палеорифт Кандалакша – Двина, который хорошо отражается на томографических срезах. С этой зоной палеозойской активизации большинство геологов связывает перспективы обнаружения новых алмазонасных трубок Архангельской кимберлитовой провинции.

Фенноскандинавский щит является идеальным природным полигоном для изучения геодинамических процессов эволюции литосферы. Значительный объем информации по геологии, геофизике и геохимии, полученной в результате предыдущих исследований щита, подготовил основу для проведения здесь в 1998–1999 гг. международного сейсмического проекта SVEKALAPKO Deep Seismics. Проект был сфокусирован на решении следующих ключевых научных проблем: изучение взаимосвязи литосферы и астеносферы в низах Фенноскандинавского щита; исследование связи между поверхностными и глубинными структурами [Глубинное..., 2004].

Исправленные за влияние земной коры телесеismicкие времена пробега использованы при построении трехмерной томографической структуры верхней мантии под щитом до глубины 400 км (рис. 2.14). Скоростные вариации показаны относительно стандартной модели IASP91: синие – высокоскоростные области, красные – низкоскоростные, белые полосы занимают промежуточные значения. Истинные средние скорости в слоях в данной томографической модели остаются неизвестными, т. к. при ее построении использован относительно IASP91 остаточный наблюдаемый

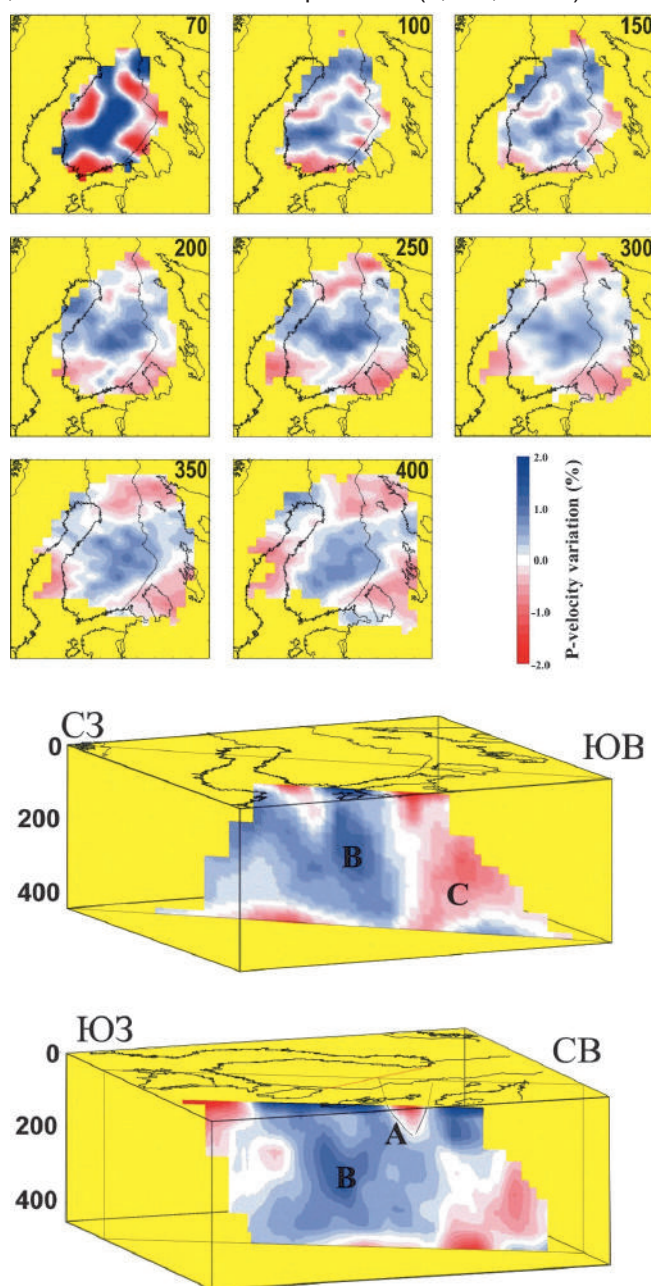


Рис. 2.14. Трехмерная скоростная модель Р-волн глубинного строения верхней мантии под юго-восточной частью Фенноскандинавского щита, полученная с использованием метода телесеismicкой томографии [Senen, 2002]:

верхняя часть – горизонтальные срезы от 70 до 400 км глубины, нижняя – два разреза под разными азимутами

годограф. На верхней части рис. 2.14 показаны горизонтальные срезы мантии под щитом от 70 до 400 км глубины, а на нижней – два вертикальных разреза под разными азимутами. Результаты усреднены после тринадцати итераций.

Томографическая модель юго-восточной части Фенноскандинавского щита характеризуется вариациями скорости продольных волн 4 % в литосфере до глубины 100 км относительно IASP91 и 2 % на глубинах 150–400 км (см. рис. 2.14). В центральной части исследуемого района прослеживается положительная скоростная аномалия до 400 км глубины. Низкоскоростная аномалия (А) на разрезе ЮЗ – СВ до глубины 100 км, вероятно, связана с протерозойской Ладожско-Ботнической шовной зоной. Второй важной особенностью строения верхней мантии является установленная на другом разрезе СВ – ЮВ вертикальная граница до глубины 400 км, которая отделяет высокоскоростную западную зону (В) от низкоскоростной аномалии (С) на востоке в Ладожском районе. 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 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].

Особенности строения верхней мантии под кимберлитовыми полями по сейсмическим данным изучены для Транс-Гудзонского орогена в Канаде [Bank et al., 1998] и кратона Каапваал в Южной Африке [Vinnik et al., 1996]. В первом случае по результатам телесеismicческой томографии было обнаружено, что на глубинах 100–220 км под кимберлитовым полем либо вблизи него скорости продольных волн понижены относительно соседних блоков примерно на 0,5–1,0 %. Полученный размер блока с пониженной скоростью ~ 120 км. Для этого же интервала глубин под Сибирской платформой по профилю «Кратон» вблизи кимберлитового поля V_p также понижены на 0,8–1,1 % [Егоркин, 2001].

Для изучения скорости объемных волн в верхней мантии под кратоном Каапваал использовались телесеismicческие обменные PS-волны. Полученные материалы позволили установить понижение под кратоном скорости S-волн в интервале глубин 370–470 км относительно модели IASP91. Максимальное отличие (0,2 км/с) соответствует глубине 390 км. Возможно, что это различие в скоростях связано с увеличением глубины **410 км – границы** под кимберлитовым полем. По мнению А.В. Егоркина [2001], особенности строения мантии под кимберлитовыми полями связаны с дополнительным ее разогревом за счет мантийного плюма.

Сейсмотомографическими исследованиями в Австралии [Zielhuis, Hilst, 1996; Simons et al., 1999] установлено, что относительно высокоскоростная верхняя мантия под докембрийской западной частью Австралии достигает 250–300 км. Изотопно-геохронологические исследования показали, что древняя земная кора подстилается здесь мантией того же возраста [Pearson, 1999]. На востоке Австралии под фанерозойскими структурами мощность высокоскоростной части верхней мантии уменьшается до значений не более 80 км.

По данным метода объемной сейсмической томографии установлено [Pearson, 1999], что под всеми докембрийскими структурами в мантии до глубины порядка 200 км наблюдается относительно повышенные значения скорости упругих колебаний (в среднем на 4–5 %). Высокоскоростные «корни» обычно подстилаются зоной понижения скорости, в которой вещество, по-видимому, находится в частичном расплавленном, более пластичном и подвижном состоянии. Отсюда делается вывод, что литосфера древних кратонов простирается вглубь, по крайней мере, до 200 км.

Такой результат согласуется с данными определения мощности литосферы на основании измерений теплового потока, которые показали, что мощность литосферы для большей части Земли не превышает 100 км, за исключением докембрийских щитов и платформ, где она повышается до 200–300 км.

Результаты изучения мантийных ксенолитов изотопно-геохимическими и геохронологическими методами показали, что древняя кора кратонов и подстилающая их мантия до глубины порядка 200 км имеет возраст 1–3 млрд лет [Pearson, 1999]. Это также указывает на существование глубоких мантийных корней докембрийских структур.

Результаты комплексных сейсмических, геолого-геохимических и других геолого-геофизических исследований позволили получить представление о том, что древнейшие кратоны – это глыбы верхней оболочки Земли, мощность которых составляет не менее 200 км. Данные глыбы, сформировавшись в докембрии, могли до настоящего времени в основном сохранить свое строение и состав [Шустова, Рабинович, 2003].

Полученные результаты указывают на глубинное заложение приповерхностных структур и свидетельствуют о влиянии происходящих в верхней мантии процессов на развитие земной коры. Однако связь между структурами земной коры и особенностями строения верхней мантии носит сложный характер, нередко изменяющийся при переходе из одного региона в другой. Выяснение закономерностей таких связей позволит понять причины и механизм тектонических процессов, происходящих в земной коре.

Таким образом, сейсмические модели верхней мантии докембрийских платформ мало различаются между собой и характеризуются скоростью около 8,1 км/с на границе М и нарастанием ее с глубиной. Отличие моделей друг от друга наблюдается до глубины 300 км. В верхней мантии щитов установлено широкое развитие слоев с повышенной скоростью и не выделены мощные волноводы со скоростью меньше 8 км/с, единая астеносфера в классическом понимании отсутствует. Значение скорости 8,5 км/с на глубине 200 км характерно для всех древних платформ, а ее увеличение наступает в интервале глубин 250–270 км. Градиент нарастания скорости с глубиной в нижней части верхней мантии (400–700 км) больше, чем в верхней (50–300 км), а расслоенность ее меньше. Протяженные отражающие границы наблюдаются на глубинах около 410 и 660 км и характерны для всех древних платформ.

Использование метода Тейлорового приближения решения задачи сейсмической томографии, привлечение сейсмологических данных, представленных в бюллетенях ISC, начиная с 1964 года, позволило получить 3-D Р-скоростную модель мантии под Евразией и ее окружением и рассмотреть в контексте скоростного строения мантии под Фенноскандинавским щитом, строение мантии под центральной частью Карельского кратона (район Костомукши).

Прежде чем перейти к особенностям скоростного строения мантии под изучаемым регионом представим основные характеристики использованного метода [Geuko, 2004].

– Метод Тейлорового приближения дает более точное приближение нелинейности по сравнению с методами решения задачи сейсмической томографии, использующими разложение по малому параметру [Лаврентьев и др., 1980; Аки, Ричардс, 1982].

– Решение задачи сейсмической томографии по методу Тейлорового приближения представлено как в сферических, так и в декартовых координатах.

Полученная трехмерная Р-скоростная модель мантии под Евразией и ее окружением представлена в декартовых координатах в виде горизонтальных и вертикальных сечений. Для горизонтальных сечений положительные и отрицательные скорости определены относительно модели обобщенной средней скорости [Гейко и др., 1998] для полученной трехмерной модели мантии под Евразией и ее окружением и выполняющей при графических представлениях роль референтной модели. Для вертикальных (широтных и долготных) сечений результаты представлены в виде невязок относительно модели обобщенной средней скорости:

$$\delta(x, y, z) = V(x, y, z) - V_{\text{реф.}}(x, y, z)$$

Понятно, при $\delta > 0$ скорости повышены относительно референтной модели, при $\delta < 0$ скорости понижены. Горизонтальные сечения представлены с шагом 25 км до глубины 850 км, вертикальные – с шагом 1°. Условие $\delta = 0$ определяет переход от повышенных к пониженным скоростям и наоборот. Отметим, что в настоящей работе использовалась химико-минералогическая модель мантии [Пушаровский Ю., Пушаровский Д., 2010], переход от высокоскоростной верхней мантии к низкоскоростной переходной зоне и от нее к высокоскоростной зоне раздела-1 определяется нулевой изолинией невязки относительно принятой референтной модели.

Общее представление о трехмерной скоростной модели мантии под Фенноскандинавским щитом, полученной согласно методу Тейлорового приближения представлено в работах [Цветкова и др., 2009, 2010]. Для мантии под щитом характерны высокие скорости верхней мантии и низкие для переходной зоны, высокие скорости на глубинах зоны раздела-1, что соответствует стабильной мантии согласно модели [Пушаровский Ю., Пушаровский Д., 2010].

По скоростным характеристикам мантии под Фенноскандинавским щитом в интервале глубин 50–325 км могут быть выделены следующие основные мантийные скоростные части в соответствии с принятой тектонической схемой (рис. 2.15):

Мантийная область FScHW, соответствующая мантии под западом Лапландско-Беломорского пояса Кольско-Карельского мегаблока, западной частью Свекофеннской провинции, исключая район гранитов Смоланда;

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

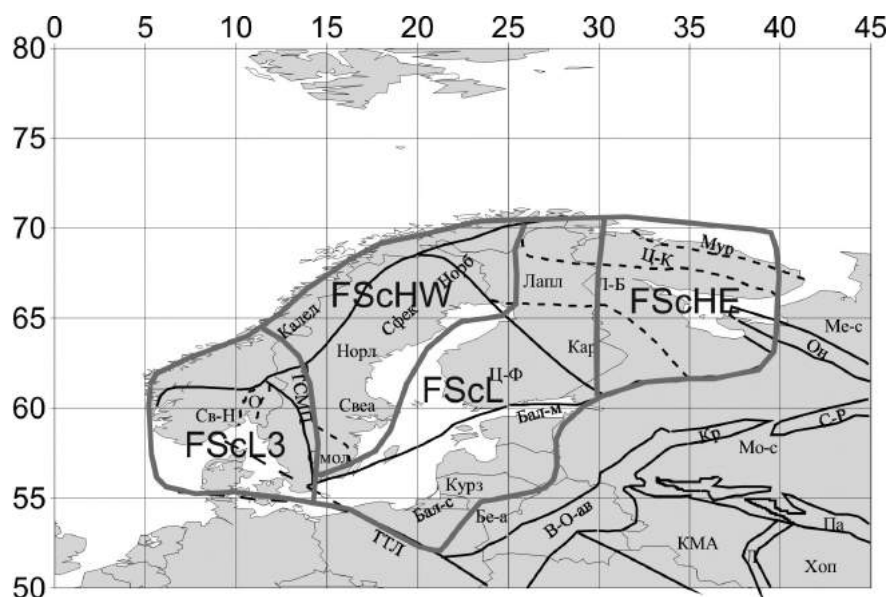


Рис. 2.15. Основные скоростные разделы мантии под Фенноскандинавским щитом: FSchW, FSchL, FSchHE, FSCL3 на фоне тектонической схемы Восточно-Европейской платформы [Хаин, 2001] (более детально в тексте):

Бал-м – Балтийская моноклинали, Бал-с – Балтийская синеклиза, Бе-а – Мазуро-Белорусская антеклиза, В-О-ав – Волюно-Оршанский авлакоген, Калед – Скандинавские каледониды, Кар – Карельский блок Кольско-Карельского мегаблока, КМА – мегаблок КМА Воронежского кристаллического массива, Кр – Крестовский авлакоген, Курз – массив Курземе, Л – Лосевская шовная зона Воронежского кристаллического массива, Л-Б – Лапландско-Беломорский гранитогнейсовый пояс Кольско-Беломорского мегаблока, Лапл – Лапландский массив, Мо-с – Московская синеклиза, Ме-с – Мезенская синеклиза, Мур – Мурманский блок Кольско-Карельского мегаблока, Норб – район гранитов Норрботен, Норл – геосинклинальная область Центрального Норрланда (Свекофеннской провинции), О – грабен Осло (Свекофеннский мегаблок), Он – Онежский грабен (Кольско-Карельский мегаблок), Па – Пачелмский авлакоген, С-Р – Средне-Русский авлакоген, Св-Н – Свекофеннский мегаблок, Свеа – район свекофеннид Свеаленда (Свекофеннской провинции), Смол – район гранитов Смоланда (Свекофеннской провинции), Сфек – Свекофеннская провинция, ТСМП – Трансскандинавский магматический пояс, ТТЛ – линия Тейсейра-Торнквиста, Хоп – Хоперский мегаблок Воронежского кристаллического массива, Ц-К – Центральнo-Кольский блок (Кольско-Карельский мегаблок), Ц-Ф – Центральный Финляндский массив (Свекофеннская провинция)

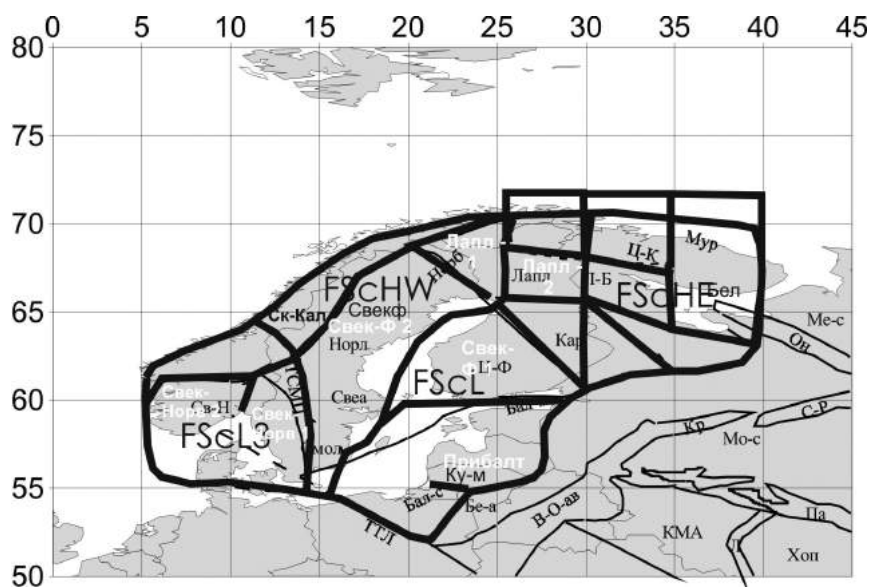


Рис. 2.16. Делимость коры и мантии Фенноскандинавского щита. Черные линии – границы «блоков» делимости. Условные обозначения – см. рис. 2.15

Мантийная область FScL, соответствующая мантии под Гранулитовым массивом и северо-западом Центрально-Кольского блока, основной части Лапландского массива Лапландско-Беломорского пояса Кольско-Карельского мегаблока, восточной частью Свекофеннской провинции (Центральный Финляндский массив и его окружение), северная часть Балтийской синеклизы, включая массив Курземе;

Мантийная область FScHE, объединяющая мантию под Мурманским блоком, Центрально-Кольским блоком (исключая Кейвский блок), восточной частью Лапландско-Беломорского пояса, Карельским блоком, с продолжением на запад полосы, проходящей в мантии под Мазуро-Белорусской антеклизой, Мазовецкой впадиной, выходящей под Щецинской впадиной и далее под Центральный Польский вал, поднятие Рингкюбинг-Фюн и Норвежско-Датскую впадину;

Мантийная область FScL3, соответствующая мантии под Свеконорвежским мегаблоком с выходом на Северную Атлантику.

Поскольку целью данной работы является рассмотрение мантии под центральной частью Карельского кратона, относящейся к областям FScL и FScHE, отметим, что мантия под интересующим нас регионом разделена на две части. Раздел проходит по 30° в.д., соответствует границе между выделенными областями (рис. 2.16).

Рассмотрим более детально скоростное строение мантии под Карельским кратоном. Согласно горизонтальным сечениям (рис. 2.17, а, б, в, г, д) скоростные характеристики на глубинах 50–500 км следующие:

Глубина 50 км (рис. 2.17, а) – мантия под рассматриваемым регионом (МРР) характеризуется высокими скоростями. Восточное и южное окончание МРР ограничены полосой раздела мантии под Восточно-Европейской платформой (ВЕП), где значение скорости продольных волн составляет 8,075–8,15 км/с. Западная часть граничит с более низкоскоростной областью (8,00–8,05 км/с). Северо-восточное окончание более высокоскоростное (8,075–8,10 км/с). Основная часть МРР, характеризующаяся скоростью 8,05 км/с, относится к субмеридиональной зоне, протянувшейся в мантии под Свальбардской плитой до мантии под зоной Тейсейра-Торнквиста.

На глубине 100 км (рис. 2.17, б) сохраняется общая высокоскоростная характеристика мантии (8,25–8,30 км/с). Более низкоскоростная мантия (8,20–8,25 км/с) выделяется в северо-восточном окончании МРР и относится к Карельскому кратону.

На глубине 150 км (рис. 2.17, в) высокоскоростной фон определяется значениями скоростей 8,35 км/с, выделяется центральная, более низкоскоростная подобласть (8,30 км/с), юго-запад – северо-восточного простирания.

Начиная с глубины 200 км (рис. 2.17, г, д) по скоростным характеристикам происходит разделение исследуемой области на две части: северную – область перехода от Карельского кратона к Лапландско-Беломорскому поясу ($65\text{--}66^\circ$ с.ш.); южную область ($61\text{--}64^\circ$ с.ш.), объединяющая северо-восточное окончание Центрально-Финляндского массива Свекофеннской провинции и Карельский кратон. Южная, в свою очередь, делится на западную ($61\text{--}64^\circ$ с.ш. \times $27\text{--}30^\circ$ в.д.) и восточную области ($61\text{--}64^\circ$ с.ш. \times $31\text{--}33^\circ$ в.д.). К западной относится мантийная область под северо-восточным окончанием Центрально-Финляндского массива к Карельскому кратону (мантия под Ладожско-Ботнической шовной зоной), к восточной – мантия под Карельским кратоном. Мантия под западной частью характеризуется как низкоскоростная, под восточной частью – высокоскоростная. Такие скоростные характеристики наблюдаются до 350 км включительно. В интервале 350–400 км происходит скоростная инверсия, соответствующая переходу от высокоскоростной верхней мантии к ее низкоскоростной переходной зоне. При переходе к зоне раздела-1 между переходной зоной верхней мантии и средней мантией происходит еще одна скоростная инверсия. При указанных переходах сохраняется раздел МРР, соответствующий скоростным характеристикам для горизонтального сечения 200 км. Для переходной зоны скоростные характеристики мантии под западной частью – более высокоскоростные, под восточной – более низкоскоростные. Для зоны раздела-1 скоростные характеристики инверсны по отношению к переходной зоне.

Широтные и долготные разрезы представлены на рис. 2.18, а, б.

Мантии под рассматриваемым регионом соответствуют широтные сечения $61\text{--}66^\circ$ с.ш. Согласно полученной скоростной модели, в пределах $27\text{--}33^\circ$ в.д. область делится на две части, восточную и западную, что соответствует представленным выше горизонтальным сечениям. Западная часть определяется в интервале $25\text{--}30^\circ$ в.д. и восточная – в интервале $30\text{--}35^\circ$ в.д.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

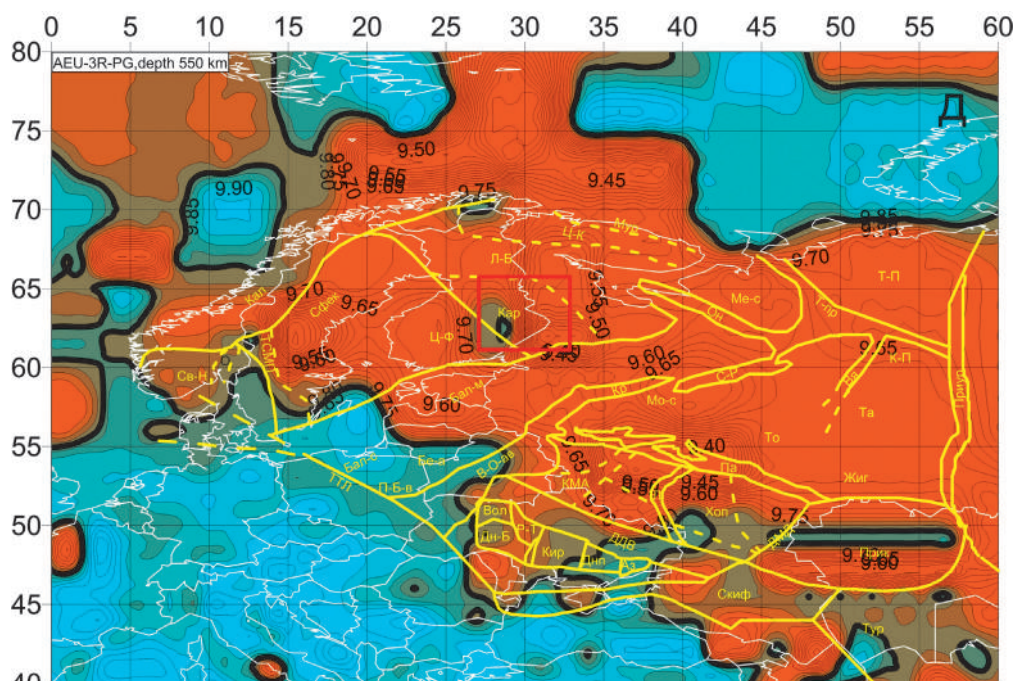


Рис. 2.17 (д). Горизонтальные сечения мантии под Фенноскандинавским щитом на глубине: д – 500 км:

красная линия выделяет область исследований. Синий цвет соответствует повышенным относительно принятой референтной модели скоростям, красный – пониженным

Западная часть (переход от северо-восточной оконечности Центрально-Финляндского массива Свекофеннской провинции к Карельскому кратону). По скоростным характеристикам западная часть определяется резким поднятием и расслоенностью переходной зоны. Последняя обусловлена поднятием кровли низкоскоростной средней мантии до глубин 625 км в интервале (61–63° с.ш.), до глубины 650 км для разреза 64° с.ш. и погружением до глубины 750 км для разреза 65° с.ш., до 850 км для разреза 66° с.ш. Распространение области низких скоростей средней мантии вверх в интервале (61–63° с.ш.) утоняет высокоскоростную зону раздела-1 до 50 км (575–625 км) и до 75 км (650–575 км) для разреза 64° с.ш. Кровля низкоскоростной переходной зоны определяется на глубинах 250–275 км, высокоскоростной прослой на глубинах 350–425 км, невязки скорости в нем достигают значений до 0,075 км/с для разреза 61° с.ш. и до 0,1 км/с для разрезов 62–63° с.ш. Отсюда переходная зона по скоростным характеристикам делится на три слоя. Нижний слой характеризуется низкими скоростями, невязки скорости определены до –0,1 км/с, утоненный, отвечающий глубинам 425–575 км. Средний слой выделяется на глубинах 425–350 км, характеризуется высокими скоростями, невязки определены до 0,075 км/с. Слой образует линзообразную область, не замкнутую с восточной стороны, что соответствует представлениям о тектоническом клине А.В. Чекунова («крокодилах Майснера») [Цветкова и др., 2010]. Верхний слой характеризуется низкими скоростями на глубине 350–(250–275) км, невязки скорости определены до –0,05 км/с. По сравнению с областью определения глубин переходной зоны мантии (410–650 км) модели [Пушаровский Ю., Пушаровский Д., 2010], область определения глубин переходной зоны МРР составляет (250–275)–(550–575) км, что дает превышение мощности переходной зоны МРР по отношению к модели Пушаровских (325 и 240 км соответственно).

Широтный разрез 64° с.ш. является переходным между северной и южной частью. В данном разрезе еще сохранена в целом скоростная структура мантии западной части (61–63° с.ш.). В то же время проявляются некоторые изменения. Так же, как в предыдущих разрезах, по скоростным характеристикам в переходной зоне выделяются три слоя. Глубина залегания подошвы низкоскоростного нижнего слоя – 550 км, кровли – 425 км, скоростные невязки – до –0,1 км/с; высокоскоростной слой выделяется на глубинах 350–425 км и характеризуется скоростными невязками до 0,075 км/с; верхний низкоскоростной слой отмечается на глубине 250–350 км, скоростные невязки определены до –0,05 км/с. Распространение вверх низких скоростей разрезов в пределах средней мантии, зоны раздела-1, переходной зоны верхней мантии влечет за собой приподнятость вверх основных границ скоростных слоев.

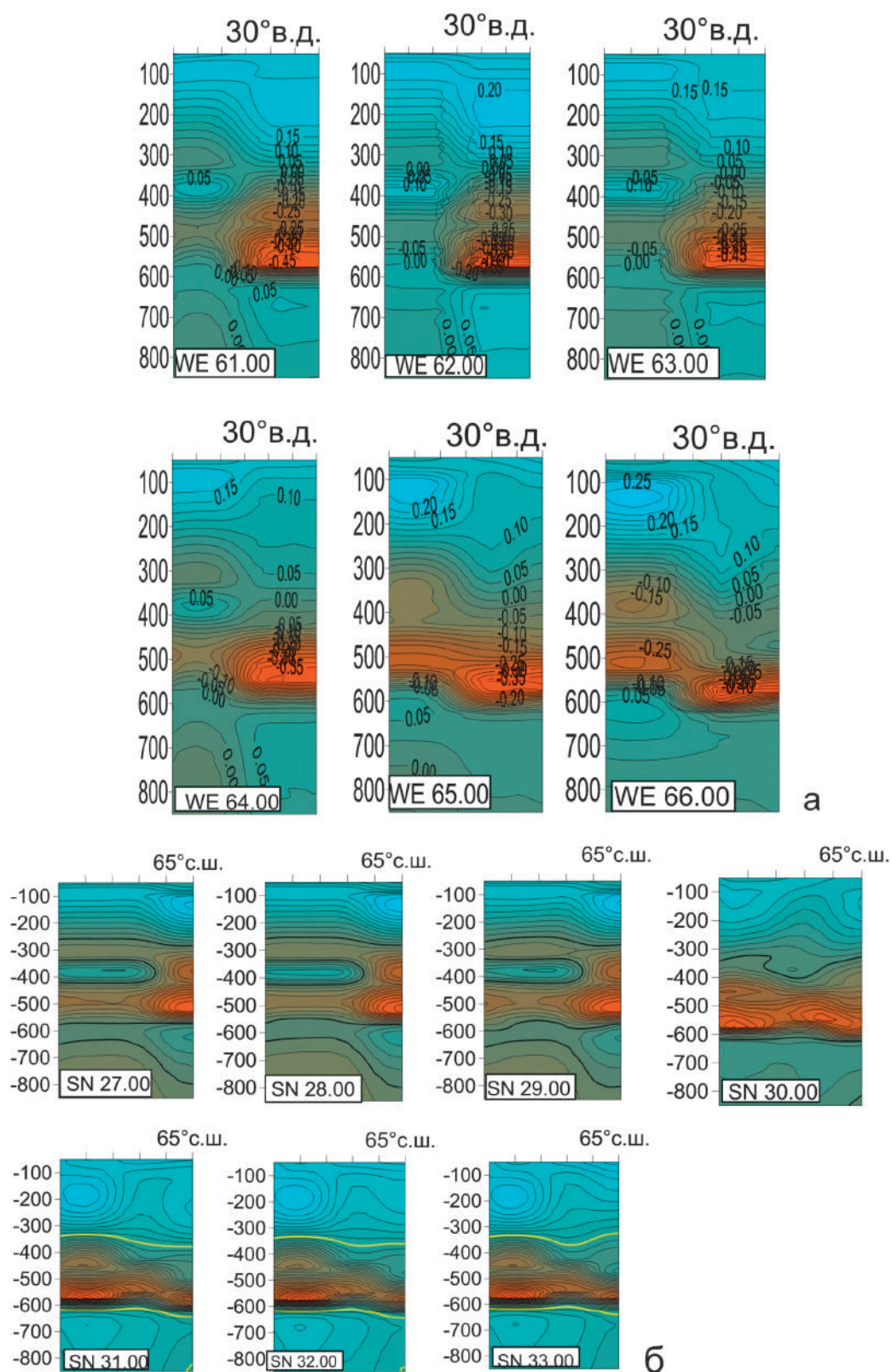


Рис. 2.18. Широтные (а) сечения исследуемой области: WE 61–66° с.ш. и долготные (б) сечения исследуемой области: SN 27–33° в.д.:

синий цвет соответствует положительным невязкам (повышенным относительно принятой референтной модели скоростям), красный – отрицательным невязкам (пониженным относительно принятой референтной модели скоростям)

На разрезе 64° с.ш. подошва верхней мантия западной части определена на глубине 250 км. По скоростным характеристикам верхняя мантия разделена на три слоя. В слое 50–75 км невязки скорости определены до 0,2 км/с. В слое 75–125 км невязки скорости остаются постоянными (0,175 км/с). В слое (125–250 км) невязки изменяются от 0 до 0,175 км/с.

Для широтных разрезов в интервале (61–63° с.ш.) скоростные характеристики верхней мантии в западной части соответствуют скоростным характеристикам верхней мантии для разреза 64° с.ш. Следует отметить, что в западной части всех широтных разрезов в интервале 29–30° формируется высокоскоростной наклонный слой, распространяющийся на восток в мантию под Карельским кратоном до глубины 350 км. Причина формирования высокоскоростного наклонного слоя связывается с распространением вверх в западной части скоростных слоев средней мантии, зоны раздела-1, переходной зоны верхней мантии и нижнего высокоскоростного слоя верхней мантии. Рассматриваемой области соответствует аномальное погружение границы Мохо до 62 км и повышенный тепловой поток до 48 мВт/м² [Глубинное..., 2004].

Восточная часть (Карельский кратон). Рассматриваемая область 61–64° с.ш. 30–35° в.д. по скоростным характеристикам резко отличается от западной, приближаясь к химико-минералогической модели мантии [Пуцаровский Ю., Пуцаровский Д., 2010]. До глубины 350 км верхняя мантия определяется как высокоскоростная. На глубинах 350–625 км выделяется низкоскоростная переходная зона верхней мантии, на глубинах 625–850 км – изменяются до 0,2 км/с для восточного окончания (35° в.д.) и до 0,15 км/с для западного окончания (30° в.д.). Глубины 125–350 км характеризуются по сравнению с западной частью как область проседания и распространения высокоскоростного наклонного слоя (невязки скорости 0–0,125 км/с).

Скоростные характеристики переходной зоны определены невязками скорости до –0,45 км/с. В рассматриваемом интервале распространение низких скоростей сохраняет тенденцию к подъему изолиний невязок, встречном к проседанию изолиний высокоскоростных невязок верхней мантии. В переходной зоне верхней мантии можно выделить два слоя. Первый, субгоризонтальный нижний слой, характеризующийся отрицательными невязками 0–0,45 км/с на глубинах 475–625 км. Второй слой определяется на глубинах 350–475 км, изолинии скоростных невязок кровли приподняты вверх и характеризуются невязками 0,00–0,2 км/с.

Зона раздела-1 характеризуется высокими скоростями, скоростные невязки до 0,075 км/с на глубинах представления скоростной модели (850 км), но не заканчивается на этой глубине.

Северная часть рассматриваемой области мантии под Костомукшей (65–66° с.ш.) полностью относится к мантии под Карельским кратоном, характеризуется расслоенностью мантии по скоростным характеристикам в пределах 25–31° в.д. и распространением скоростных характеристик соседней, более восточной скоростной мантийной области в интервале 31–42° в.д. (переход к мантии под Лапландско-Беломорским поясом).

Западная часть рассматриваемой области в пределах 27–31° в.д. характеризуется подъемом подошвы верхней мантии до глубин 275 км с последующим опусканием до глубины 375 км на востоке и 400 км на западе, соответственно с поднятием кровли переходной зоны до 275 км и подошвы до глубины 575 км. Подошва высокоскоростной зоны раздела-1 определяется до 750 км в западной части и более 850 км в восточной.

В верхней мантии западной части по скоростным характеристикам выделяется три слоя. Верхний слой определяется на глубинах 50–75 км и характеризуется скоростными невязками до 0,1–0,125 км/с. Промежуточный слой линзообразный, на глубинах 75–125 км, характеризуется скоростными невязками в интервале 0,15–0,175 км/с. Скоростные изолинии промежуточного, наиболее высокоскоростного слоя связаны с верхней мантией Свекофеннского мегаблока. Промежуточный слой может быть представлен как окончание наклонного высокоскоростного слоя, распространяющегося с запада на восток. Максимум погружения соответствует 31° в.д. и достигает 200 км для 65° с.ш. и 250 км для 66° с.ш. Нижнему слою соответствуют глубины 125–275 км и невязки скорости в интервале 0–0,150 км/с.

В разрезе 65° в.д. переходной слой мантии может быть разделен на две части: верхний, с ярко выраженным подъемом на глубинах 425–275 км; нижний субгоризонтальный на глубине 425–575 км – до 31° в.д. и в интервале 31–35° в.д. на глубине 375–625 км. Кровля верхнего слоя выпукла вверх и характеризуется невязками скорости до –0,075 км/с. Минимальному значению скоростей соответствует шарообразная область первого слоя и соответствует области максимальных скоростей второго слоя верхней мантии. Субгоризонтальному второму слою переходной зоны отвечают минимальные невязки: –0,25 км/с до 31° в.д. и –0,35 км/с в его восточной части (31–35° в.д.).

Показанные на разрезе 66° в.д. скоростные особенности переходной зоны проявлены более четко, чем для разреза 65° в.д. Первый слой характеризуется приподнятостью кровли до 275 км, обусловленной присутствием линзообразной области. Подошва первого слоя определена на 425 км, минимальные невязки $-0,175$ км/с определены в области линзообразной подобласти. Субгоризонтальному второму слою переходной зоны соответствуют невязки до $-0,275$ км/с в интервале (25–31° в.д.) и до $-0,40$ км/с после 31° в.д.

Зона раздела-1 – высокоскоростная, как уже говорилось, имеет большую мощность в западной части. Глубина залегания подошвы изменяется до 750 км для разреза 65° в.д. и от 700 км до 800 км в разрезе 66° в.д. и выходит за пределы рассматриваемой глубины в восточной. Восточная часть зоны раздела-1 ограничена низкоскоростными выходами из средней мантии. Поскольку нашей задачей является изучение мантии под районом Костомукши, мы не будем рассматривать переход к Лапландско-Беломорской зоне.

Долготные разрезы подтверждают проведенный анализ по широтным разрезам. В пределах разрезов 61–66° с.ш. происходит деление области на западную и восточную части. Западная часть, как и в случае широтных разрезов, связывается с разрезами 27–30° в.д. определяя мантийную область перехода от Центрально-Финляндского массива Свекофеннской провинции к Карельскому кратону, восточная часть рассматриваемой области определяется долготными разрезами 31–33° в.д. мантии под Карельским кратоном. Раздел определен расслоенностью по скоростным характеристикам переходной зоны западной части, что определено по присутствию в низкоскоростной переходной зоне высокоскоростных линз, трансформирующихся в «крокодилов Майснера» (тектонический клин А.В. Чекунова) и отсутствием таковых в восточной части.

По скоростным характеристикам верхняя мантия долготных разрезов, так же, как и широтных, разделена на три основных слоя: первый, соответствующий глубинам 50–75 км; второй – глубинам 75–125 км; и третий – глубинам 125–275 км.

Таким образом, скорость сейсмических волн – интегральная характеристика среды, включающая физические, химические параметры. Для геологического процесса интерпретация скоростной модели усложняется за счет фактора преобразования вещества в ходе эволюции Земли. При сопоставлении скоростной модели мантии под Костомукшей и геологической истории развития области исследований, несомненным выделяется факт пространственной корреляции регионов, имеющих различную геологическую и тектоническую природу и развитие (Карельский кратон) с выделенными по скоростным параметрам областям.

Анализ скоростного строения мантии под районом Костомукши показал:

- в целом верхняя мантия характеризуется высокими скоростями, переходная зона верхней мантии – низкими скоростями, зона раздела-1 переходной зоной верхней мантии и средней мантией – высокими скоростями;
- по скоростным характеристикам мантия разделена на северную (65–66° с.ш.) и южную (61–64° с.ш.) части;
- выделяется субмеридиональный раздел МРР вдоль 30° в.д. на западную (27–30° в.д.) и восточную (31–33° в.д.) части;
- мантия под западной частью характеризуется повышенной расслоенностью;
- поднятие скоростных слоев мантии западной части в связи с распространением вверх низкоскоростной средней мантии, начиная с зоны раздела-1, повышенный тепловой поток, ее повышенная расслоенность западной части, может быть соотнесена с проявлением следов прохождения глубинного флюидного процесса.

2.3. ЦИФРОВЫЕ КАРТЫ ГРАВИТАЦИОННОГО И МАГНИТНОГО ПОЛЕЙ

В период с 1996 по 2002 гг. силами финских, норвежских, шведских и российских специалистов был выполнен совместный проект по составлению и изданию комплекта карт Фенноскандинавского щита. В комплект вошли три карты: «Геологическая карта дочетвертичных образований Фенноскандинавского щита» [Koistinen et al., 2001], «Карта поля силы тяжести (аномалии Буге, $\sigma = 2,67$ г/см³)» и «Карта аномального магнитного поля (ΔT_a)». Организации – участники проекта указаны в зарамочном оформлении изданных карт [Korhonen et al., 2002].

Цифровая модель гравитационного поля представляет собой матрицу с сетью $2,5 \times 2,5$ км. Данные передаются в формате GRD Surfer и в виде таблицы в текстовом формате DAT из трех колонок:

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

X – восточная координата, Y – северная координата и dG значения аномалий Буге $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$ в миллигалах. Все значения гравитационного поля пересчитаны в систему I.G.S.N.71 с использованием Нормальной гравиметрической формулы GRS80.

Цифровая модель магнитного поля представляет собой матрицу с сетью $1 \times 1 \text{ км}$. Данные передаются в формате GRD Surfer и в виде таблицы в текстовом формате DAT из трех колонок: X – восточная координата, Y – северная координата и dT – значения аномального магнитного поля в нанотеслах, приведенные к уровню нормального поля DGRF-65.

Все данные представлены в единой системе координат: проекция Гаусса – Крюгера, центральный меридиан 21° в.д., восточное смещение 1 500 000 м, сфероид WGS 84. Параметры проекции в терминах ГИС ArcInfo приведены ниже:

projection transverse; units meters; datum wgs84; parameters; 1; 21 00 00; 00 00 00; 1500000; 0.0.

Матрицы поля силы тяжести (рис. 2.19) и аномального магнитного поля (рис. 2.20) вырезаны с цифровых матриц Фенноскандинавского щита для района $62\text{--}66^\circ$ с.ш. $28\text{--}33^\circ$ в.д. Фрагменты этих карт также вырезаны и представлены в файлах GRAV.jpg и MAG.jpg.

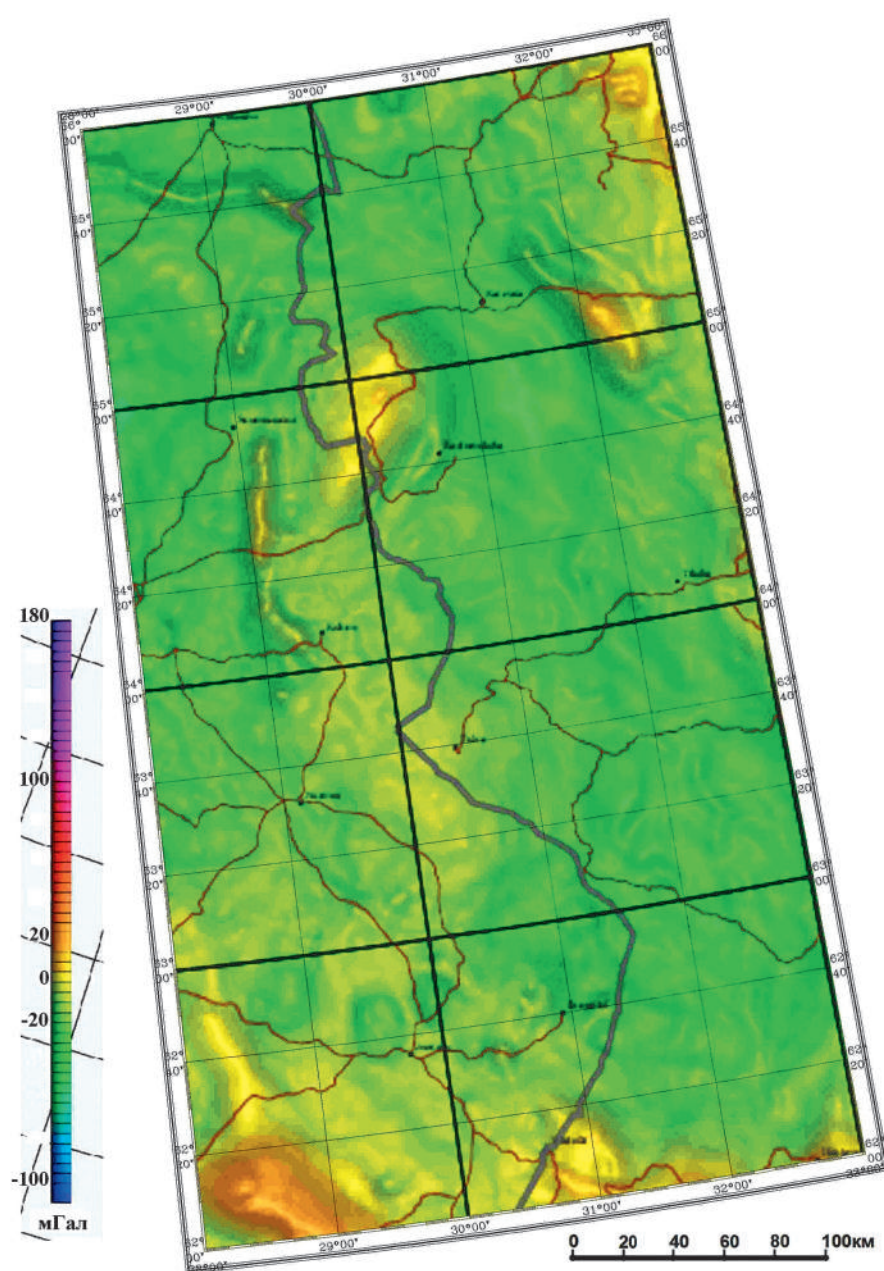


Рис. 2.19. Матрица поля силы тяжести вырезана с цифровых матриц Фенноскандинавского щита для района $62\text{--}66^\circ$ с.ш. $28\text{--}33^\circ$ в.д. [Korhonen et al., 2002a]

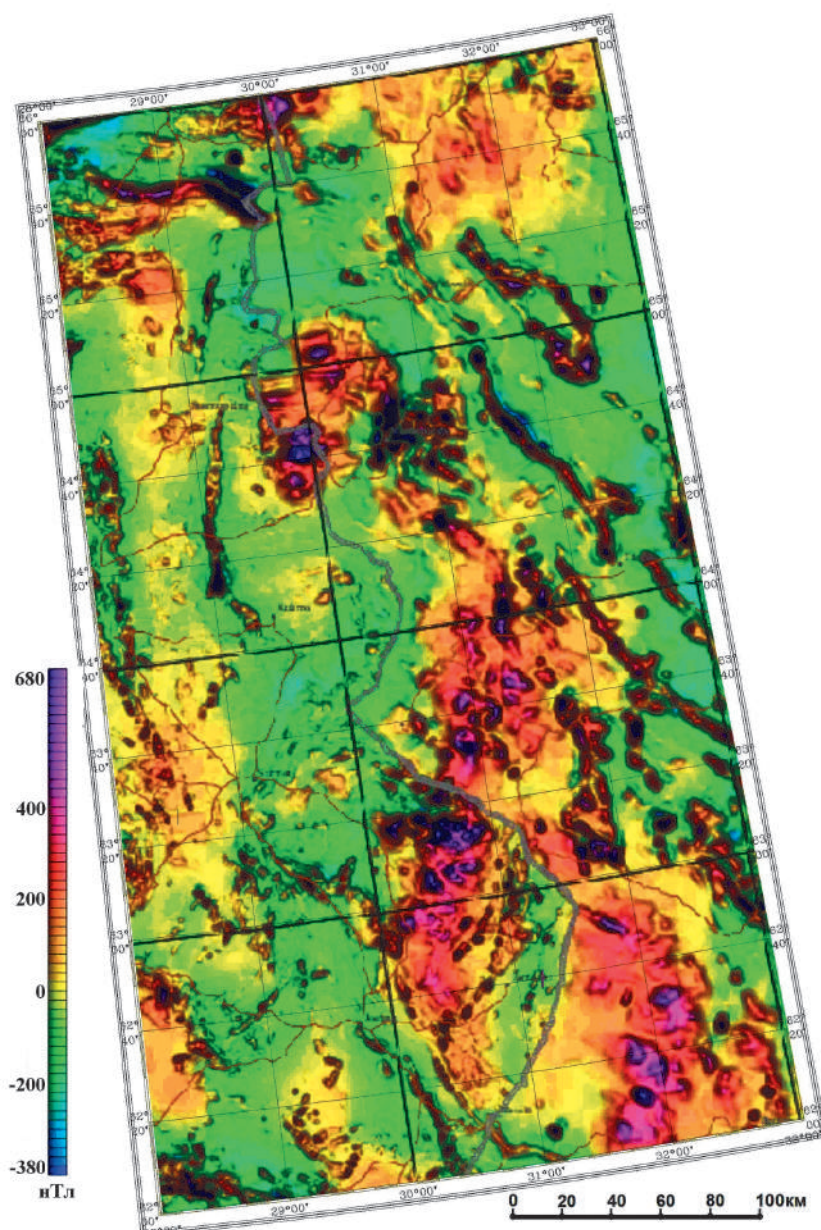


Рис. 2.20. Матрица аномального магнитного поля вырезана с цифровых матриц Фенноскандинавского щита для района 62–66° с.ш. 28–33° в.д. [Korhonen et al., 20026]

2.4. ТРЕХМЕРНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

К настоящему времени на территории Фенноскандинавского щита выполнены (и продолжают выполняться) крупные геофизические эксперименты и обобщения материалов различных геофизических исследований. Эти новые сейсмические, петрофизические, гравиметрические и магнитометрические данные, отличающиеся достаточной точностью и детальностью, естественно, требуют новых подходов к их комплексированию и согласованию в процедуре общей интерпретации. Основное внимание в работе уделено построению трехмерных комплексных геофизических моделей изучаемой среды (рис. 2.21), в районе (62,0–65,5° с.ш., 28,3–34,0° в.д.), где ранее выполнялось двумерное моделирование в центральной части Фенноскандии [Литосфера..., 1987; Чекунов и др., 1993; Шаров, 1993, 2013; Mitrofanov et al., 1998; Глазнев, 2003; Yliniemi et al., 2004; Kukkonen, Lahtinen, 2006; Silvennoinen, Kozlovskaya, 2007; Korja, Heikkinen, 2008; Шаров, Митрофанов, 2014].

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Создание комплексной модели земной коры центральной части Фенноскандинавского щита рассматривается в данном разделе для достаточно большого по площади участка (см. рис. 2.21), охватывающего основные геологические комплексы западного региона Карелии и восточных областей Финляндии [Пашкевич и др., 2014].

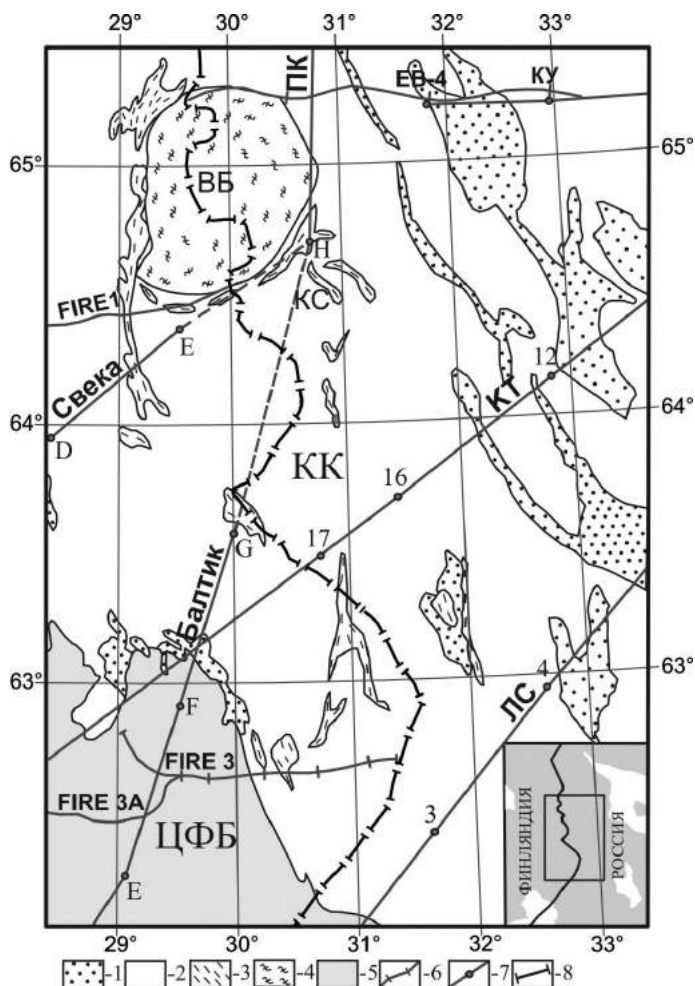


Рис. 2.21. Схема геологического строения и сейсмической изученности центральной части Карельского кратона:

КК – Карельский кратон; ВБ – Вокнаволоковский блок; ЦФБ – Центрально-Финляндский протерозойский гнейсо-гранитный блок; КС – Костомукшская зеленокаменная структура; 1 – протерозойские кристаллические вулканогенно-осадочные толщи; 2 – архейские гранито-гнейсовые кристаллические образования; 3 – позднеархейские зеленокаменные пояса; 4 – раннеархейские гранулитовые кристаллические образования Вокнаволоковского блока; 5 – свекофенские гранито-гнейсовые образования; 6 – фрагменты сейсмических профилей ОГТ: EB-4; FIRE 1 (Вартиус – Ийсалми); FIRE 3 (Мёнкё – Оутокумпу); FIRE 3А (Виниярви – Леппявирта); 7 – фрагменты сейсмических профилей ГСЗ с пунктами взрыва: ПК (Печенга – Костомукша); КУ (Кемь – Ухта); КТ (Кемь – Тулос); Свеква; Балтик; ЛС (Лакхденпохья – Сегозеро); 8 – Государственная граница. На врезке показан район исследований

Ниже в разделе изложены некоторые методические особенности и итоговые результаты применения разработанных методов комплексной интерпретации сейсмических, петрофизических, гравиметрических и магнитометрических данных при построении модели литосферы центральной части Балтийского щита. Дается геологическая трактовка построенной комплексной геофизической модели строения коры изучаемого района.

2.4.1. Трехмерная плотностная модель земной коры

Исходные материалы. При создании трехмерной плотностной модели земной коры Центральной части Карельского кратона были использованы:

- данные сейсмометрии (см. рис. 2.21) по профилям ОГТ: EB-4; FIRE 1 (Вартиус – Ийсалми); FIRE 3 (Мёнкё – Оутокумпу); FIRE 3А (Виниярви – Леппявирта) и профили ГСЗ: ПК (Печенга – Костомукша); КУ (Кемь – Ухта); КТ (Кемь – Тулос); Свеква; Балтик; ЛС (Лакхденпохья – Сегозеро);
- карта гравитационного поля в цифровом виде по сети 2,5 × 2,5 км (аномалии Буге, $\rho = 2,67 \text{ г/см}^3$) [Korhonen et al., 2002a] (рис. 2.22);
- схема глубины залегания раздела М [Шаров, 2013], представленная на рис. 2.23;
- геологическая карта восточной части Фенноскандинавского щита [Koistinen et al., 2001];
- петроплотностная карта восточной части Фенноскандинавского щита [Петроплотностная..., 1978].

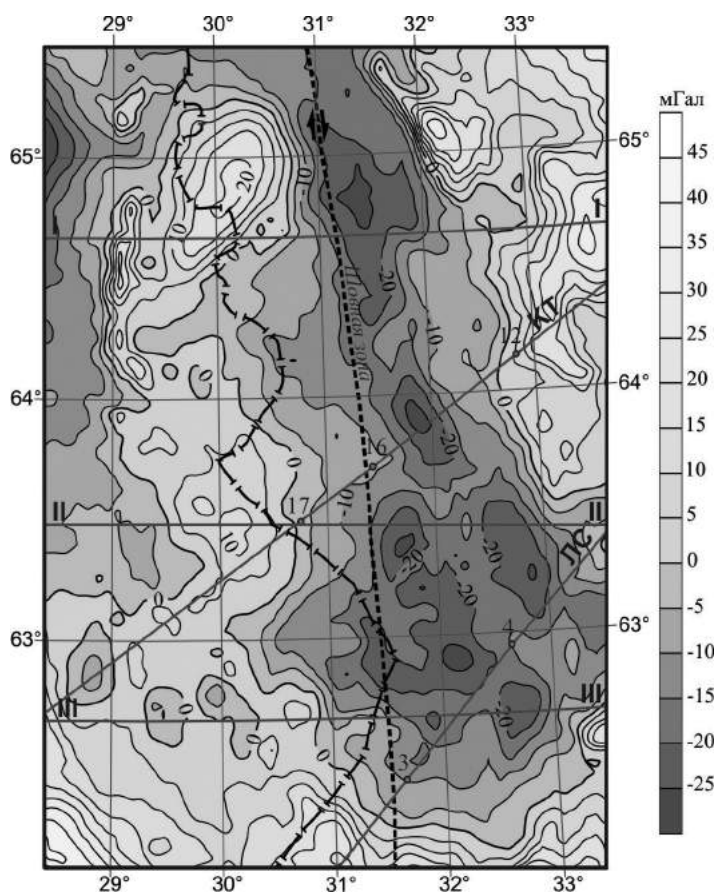


Рис. 2.22. Гравитационное поле (аномалии Буге) центральной части Карельского кратона: 1 – положение профилей ГСЗ с пунктами взрыва (КТ – Кемь – Тулос, ЛС – Лахденпохья – Сегозеро) и интерпретационных профилей I-I, II-II, III-III. Другие условные обозначения – см. рис. 2.21

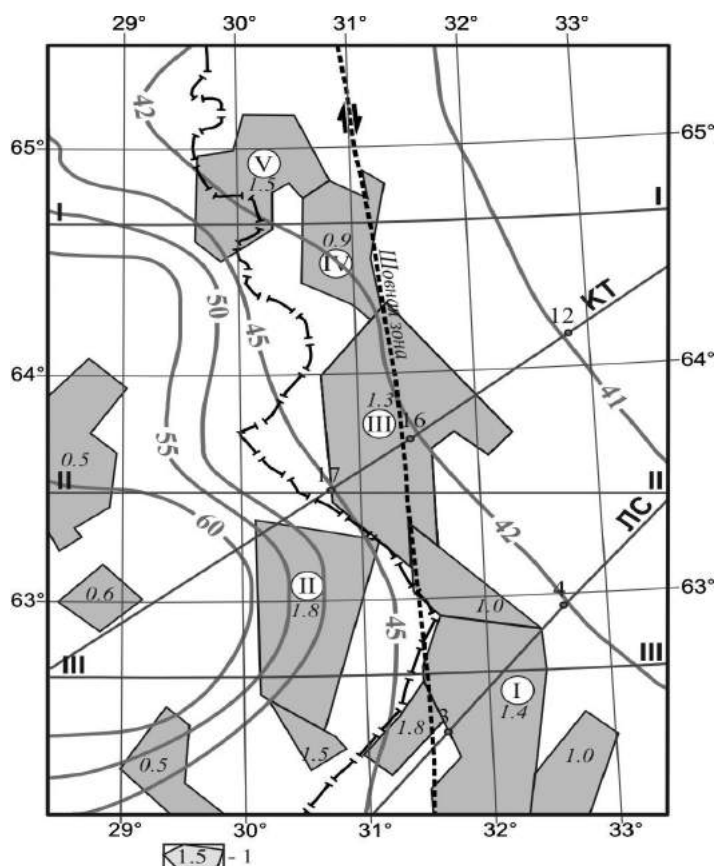


Рис. 2.23. Схема глубины залегания раздела М, км. 1 – проекции на поверхность М средне- нижнекоровых источников магнитных аномалий, цифры – значение намагниченности (А/м). Цифры в кружках – глубинные источники магнитных аномалий: I – Толвоярвинская, II – Восточно-Финляндская, III – Ребольская, IV – Костомукшская, V – Вокнаволоцкая. Другие условные обозначения – см. рис. 2.22

Методика построения трехмерной плотностной модели включает программный комплекс для моделирования, структуру и параметризацию модели, описанные в публикациях [Старостенко и др., 1975; Красовский, 1981; Красовский и др., 1998; Куприенко и др., 2007]. Расчеты проведены относительно значения плотности верхней мантии $3,40 \text{ г/см}^3$ с учетом «нормы» расчетного поля (-980 мГал) по аналогии с Украинским щитом. Для генерализованного учета влияния неоднородностей окружающих структур площадь моделирования увеличена на 300 км во всех направлениях.

Расчеты гравитационного эффекта консолидированной коры проводились с помощью «Автоматизированной системы» [Старостенко, Легостаева, 1998; Савченко и др., 2008], которая включает в себя программы для ввода информации в компьютер, представленной на бумажных носителях, и программу для решения прямой задачи гравиметрии. Ввод информации в компьютер осуществлялся по программам: Geophys0 для карт, содержащих информацию в изолиниях [Старостенко и др., 2004], и SpaceMap для ввода карт с изображением тел (областей) с различными значениями плотностей [Старостенко и др., 2011].

Формирование цифровой модели выходной информации о среде и расчет гравитационного эффекта проводились по сети $5 \times 5 \text{ км}$.

Структура и параметризация модели. При построении трехмерной плотностной модели консолидированной коры региона в качестве исходной информации выбрана ранее полученная четырехслойная скоростная модель земной коры [Шаров, 2013]. Данная модель имеет следующие характеристики: верхний слой (верхний этаж) ($V_p = 5,90\text{--}6,20 \text{ км/с}$, $\rho = 2,60\text{--}2,75 \text{ г/см}^3$); средний ($V_p = 6,30\text{--}6,50 \text{ км/с}$, $\rho = 2,75\text{--}2,90 \text{ г/см}^3$); нижний ($V_p = 6,60\text{--}6,80 \text{ км/с}$, $\rho = 2,90\text{--}3,00 \text{ г/см}^3$); четвертый высокоскоростной слой ($V_p = 7,00\text{--}7,30 \text{ км/с}$, $\rho = 3,00\text{--}3,20 \text{ г/см}^3$); мантия ($V_p = 8,00\text{--}8,20 \text{ км/с}$, $\rho = 3,40 \text{ г/см}^3$). В процессе подбора при моделировании была введена дополнительная граница на глубине 5 км .

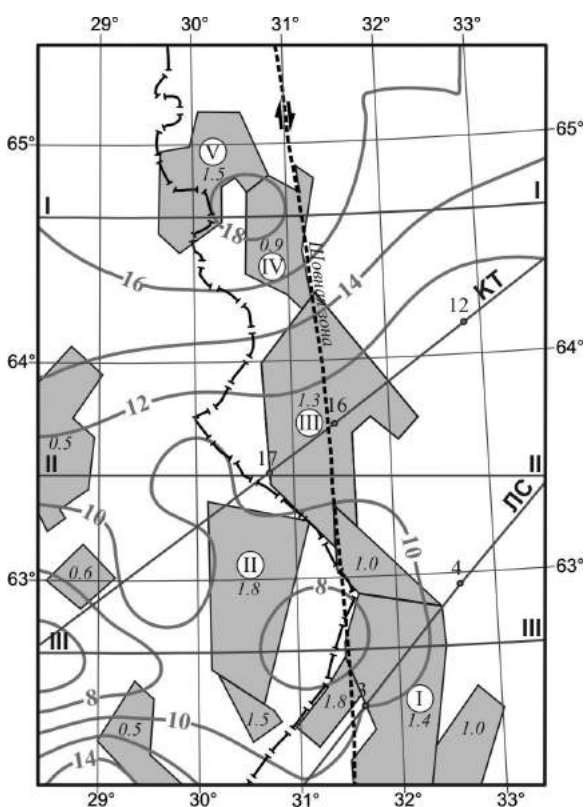


Рис. 2.24. Схема глубины залегания границы K_1 , км, и положение верхних кромок источников региональных магнитных аномалий (РМА). Другие условные обозначения – см. рис. 2.22, 2.23

В результате получена пятислойная модель:

- 1 слой – от 0 км до 5 км ;
- 2 слой – от 5 км до границы K_1 ;
- 3 слой – от границы K_1 до K_2 ;
- 4 слой – от границы K_2 до K_3 ;
- 5 слой – от границы K_3 до раздела M .

Схемы глубин залегания границ раздела слоев модели (K_1 , K_2 , K_3) построены по площади с использованием всей имеющейся сейсмической информации вдоль профилей ГСЗ [Шаров, 2013] и представлены на рис. 2.24, 2.25. По данным сейсмометрии, вдоль профилей ГСЗ в низах земной коры выявлены области высоких скоростей. Это так называемая коромантийная смесь, ее распределение по площади представлено на рис. 2.26.

Для составления первого варианта расчетной модели контуры блоков и тел для верхней части коры в слое $0\text{--}5 \text{ км}$ (рис. 2.27) определялись в соответствии с морфологией структур докембрийского фундамента [Koistinen et al., 2001] и с учетом наблюдаемого поля силы тяжести. При плотностной параметризации использовалась также петроплотностная характеристика пород [Петроплотностная..., 1978]. Границы блоков и значение их плотностей глубже 5 км корректировались по полученному разностному полю между наблюдаемым и рассчитанным гравитационным эффектом коры. Уточнение значений плотности внутри расчетных слоев в процессе моделирования выполнялось в соответствии с возможными изменениями их состава. В восточной части реги-

она исследований в слое 5 км – K_1 , как правило, отмечается инверсия плотности с уменьшением ее до $2,60 \text{ г/см}^3$. Аналогичная картина получена для зеленокаменных структур Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита [Куприенко и др., 2007].

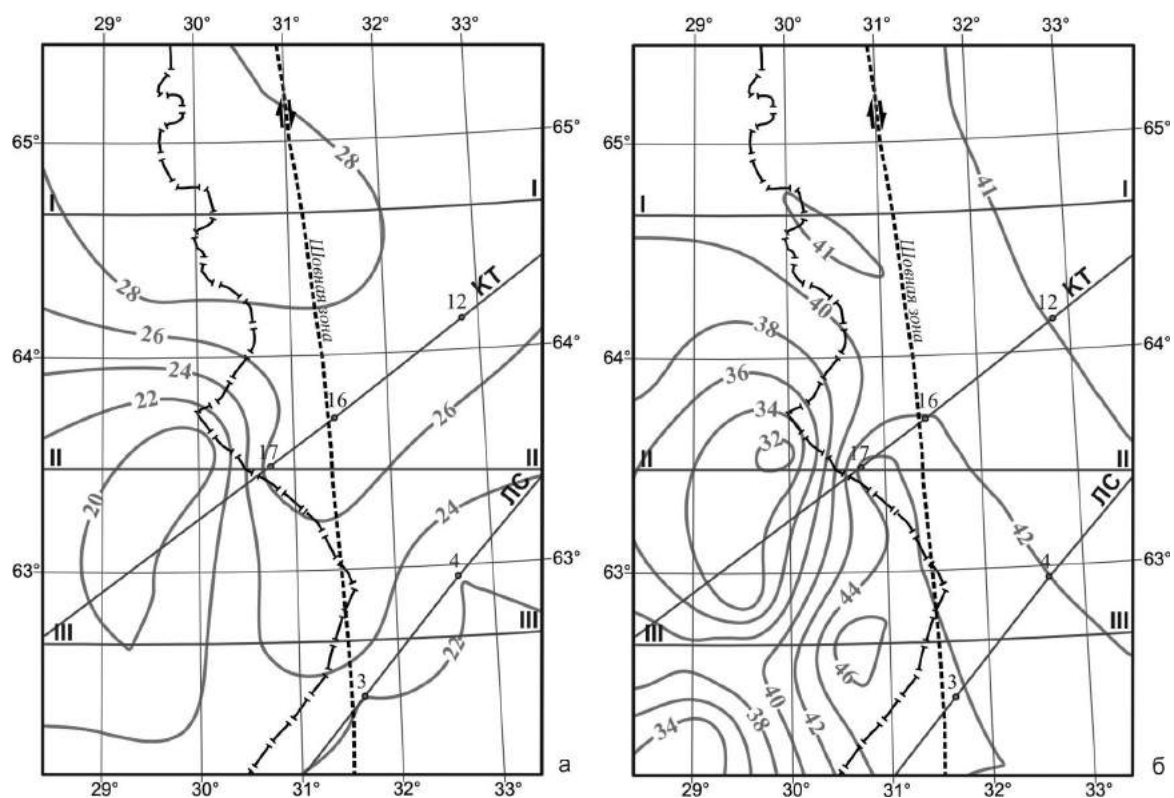


Рис. 2.25. Схема глубины залегания границы: а – K_1 , км; б – K_3 , км. Другие условные обозначения – см. рис. 2.22, 2.23

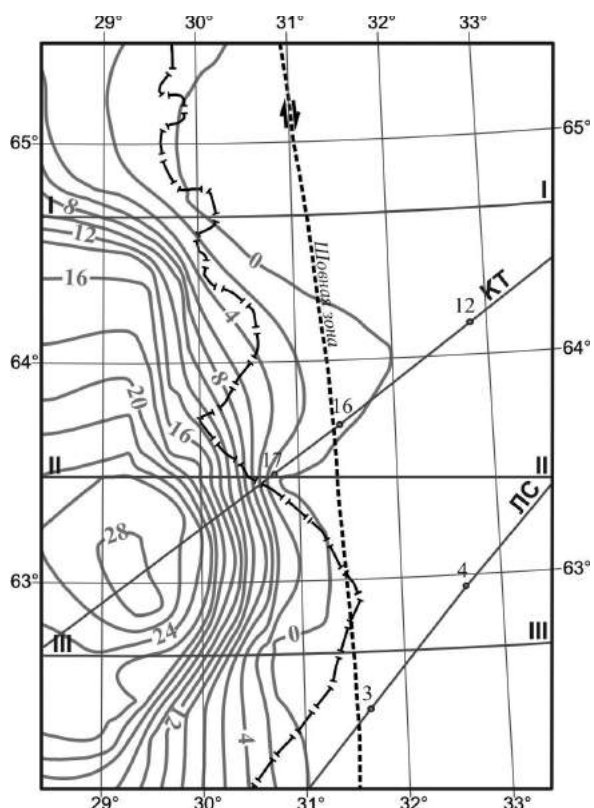


Рис. 2.26. Область распространения коро-мантийной смеси и ее мощность, км. Другие условные обозначения – см. рис. 2.22, 2.23

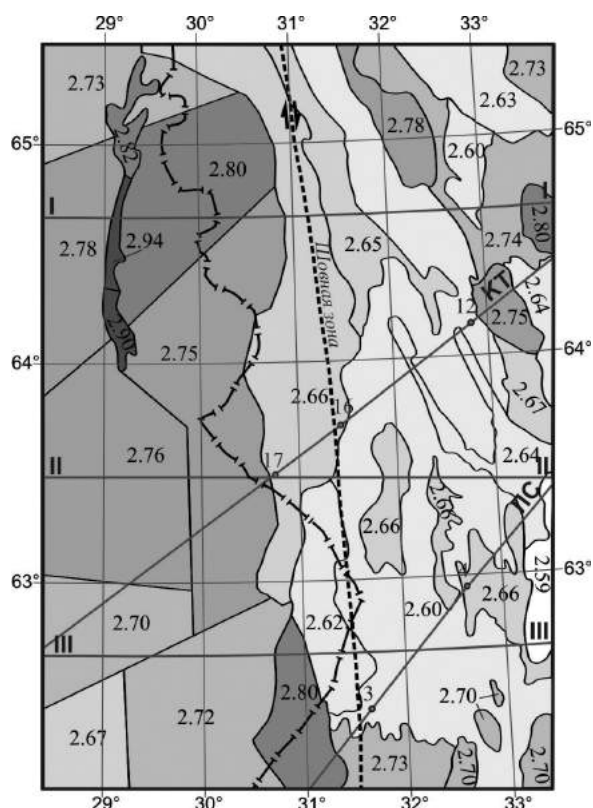


Рис. 2.27. Схема распределения средней плотности в слое 0–5 км, $г/см^3$. Другие условные обозначения – см. рис. 2.22

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

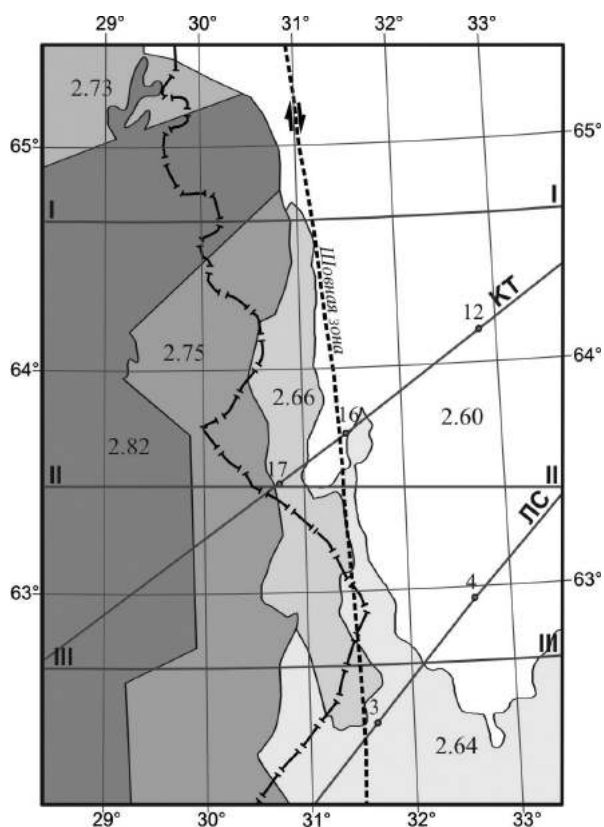


Рис. 2.28. Схема распределения плотности на глубине 5 км, $г/см^3$. Другие условные обозначения – см. рис. 2.22

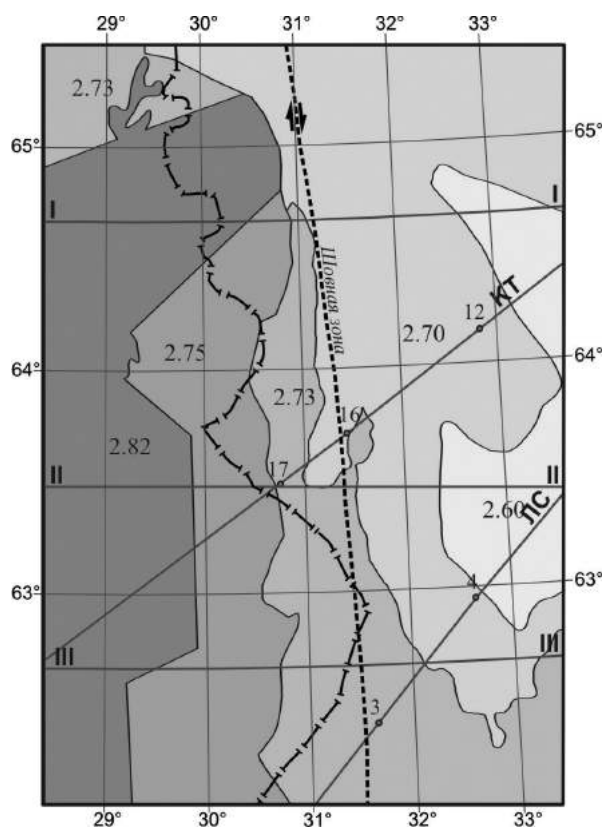


Рис. 2.29. Схема распределения плотности на границе K_1 , $г/см^3$. Другие условные обозначения – см. рис. 2.22

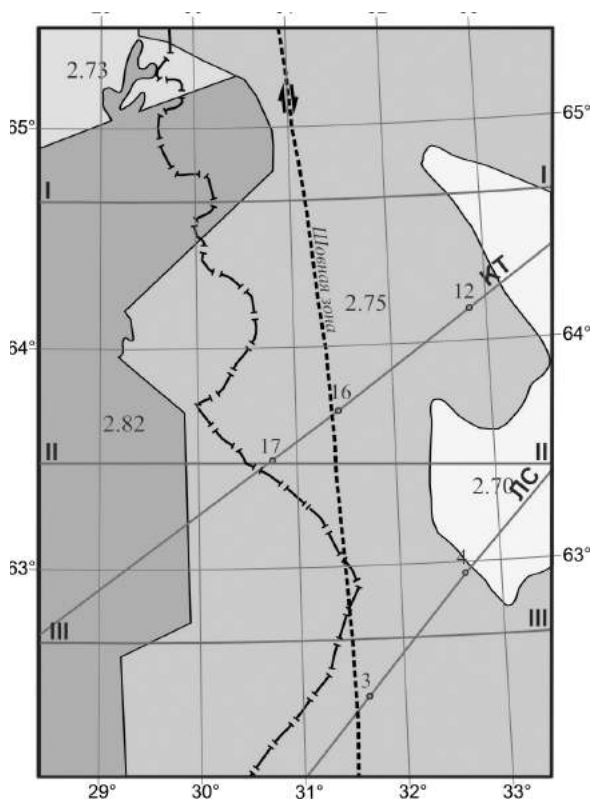


Рис. 2.30. Схема распределения плотности на границе K_1 в слое $(K_1 - K_2)$, $г/см^3$. Другие условные обозначения – см. рис. 2.22

В результате трехмерного плотностного моделирования было получено следующее: схема распределения плотности в слое 0–5 км (см. рис. 2.27), схема распределения плотности на глубине 5 км (рис. 2.28), схема распределения плотности на границе K_1 (рис. 2.29), а также схема распределения плотности на уровне поверхности K_1 в третьем слое ($K_1 - K_2$) (рис. 2.30). Распределение плотности на границе K_1 во втором и третьем слоях представлено разными схемами, что связано со скачкообразным изменением плотности в отдельных телах модели.

Первый слой (0–5 км) в плотностной модели представлен блоками с постоянной средней плотностью в каждом (см. рис. 2.27). Значение плотности в них варьирует от 2,59 до 2,94 г/см³ и оценено по петрофизическим данным [Петроплотностная..., 1978]. Земная кора до границы K_1 разделена шовной зоной на восточную и западную части, которые отличаются распределением плотности как по площади, так и с глубиной. Шовная зона проявляется в этом слое субмеридиональной переходной областью с плотностью 2,66 г/см³, за исключением южной части, где в ней присутствуют два тела с плотностью 2,62 и 2,80 г/см³. Западная часть участка состоит из крупных блоков плотностью от 2,67 до 2,80 г/см³ и зеленокаменного пояса Кухмо, который характеризуется повышенными значениями плотности (2,82–2,94 г/см³) по сравнению с окружающими структурами. Отметим, что тело с обобщенной плотностью 2,8 г/см³ включает в себя известный Вокнаволоцкий блок, выделяющийся в наблюдаемом гравитационном поле положительной аномалией интенсивностью от 14 до 26 мГал, которая сменяется по периферии дугообразной зоной слаболожительных аномалий, постепенно переходящих в отрицательные аномалии. Восточная же часть участка исследований представлена большим количеством разных по размеру тел, плотность в которых изменяется от 2,59 до 2,78 г/см³.

На глубине 5 км (см. рис. 2.28) вся восточная часть разуплотнена до 2,60 г/см³. В западной части исследований тела укрупняются, сохраняя основной структурный план, а плотность в них нарастает до 2,75–2,82 г/см³. На большей части территории субмеридиональная переходная область сужается и плотность в ней остается равной 2,66 г/см³, а в южном направлении она расширяется и меняет плотность на 2,64 г/см³.

Распределение плотности *на границе K_1* во втором слое (см. рис. 2.29) для западной части не меняется в структурном и плотностном плане. В меридиональной переходной области плотность от кровли к подошве слоя нарастает градиентно с 2,66 на 2,73 г/см³. В восточной части участка плотность увеличивается до 2,70 г/см³, за исключением небольшой территории на востоке, где значение плотности остается неизменным, равным 2,60 г/см³ от кровли до подошвы слоя.

На уровне поверхности K_1 в слое ($K_1 - K_2$) (см. рис. 2.30) можно отметить отсутствие переходной области. На большей части территории плотность равна 2,75 г/см³, увеличиваясь на западе до 2,82 г/см³. Тело в северо-западной части участка с плотностью 2,73 г/см³ сохраняется с поверхности фундамента до границы K_1 .

Оценка распределения плотности в модели с глубиной далее происходит в соответствии с четырехслойной моделью земной коры, распределение плотности в которой приведено выше.

Результаты моделирования представлены также плотностными моделями вдоль профилей ГСЗ Кемь – Тулос и Лахденпохья – Сегозеро (рис. 2.31, 2.32), а также вдоль интерпретационных профилей I–I, II–II, III–III (рис. 2.33–2.35), которые пересекают характерные структуры участка. На этих рисунках приведено распределение плотности во всем разрезе земной коры, в соответствии с предложенным делением на слои, а также магнитные неоднородности и их возможная структурная интерпретация (см. рис. 2.31–2.35). По полученному в процессе моделирования распределению плотности условно выделены «гранитный» ($\rho < 2,75$ г/см³), «диоритовый» ($\rho = 2,75–2,90$ г/см³), «базальтовый» ($\rho = 2,90–3,00$ г/см³) слои и коромантийная смесь ($\rho > 3,00$ г/см³). Распределение плотности в западной части участка исследований свидетельствует о практическом отсутствии «гранитного» слоя, как показано на рис. 2.33 и 2.34. Наиболее ярко выражена упомянутая выше инверсия плотности в слое от 5 км до границы K_1 , обнаружена на профилях ГСЗ КТ, ЛС и на интерпретационном профиле I–I (см. рис. 2.31–2.33). В некоторых блоках отмечается постоянная плотность в слое 0 – граница K_1 . Это видно на рис. 2.27, 2.28, 2.31, 2.33, 2.34.

Как результат моделирования на рис. 2.36 представлено разностное поле Δg . Наличие аномалий интенсивностью в –10 мГал может быть объяснено недоучетом верхней части коры, представленной сложнодифференцируемым строением докембрийского фундамента, сложенного телами с мощностью часто менее 2 км. И поэтому в слое 0–5 км они были заданы обобщенными телами. Так, на северо-западе такая аномалия объясняется плагиогранитным составом Лабукской дугообразной зоны Вокнаволоцкого блока. Также наличие этих аномалий может указывать на необходимость дальнейшей корректировки более глубоких горизонтов земной коры, что приводит к увеличению мощности «гранитного» слоя (см. рис. 2.33, 2.34) и противоречит исходному делению коры на слои.

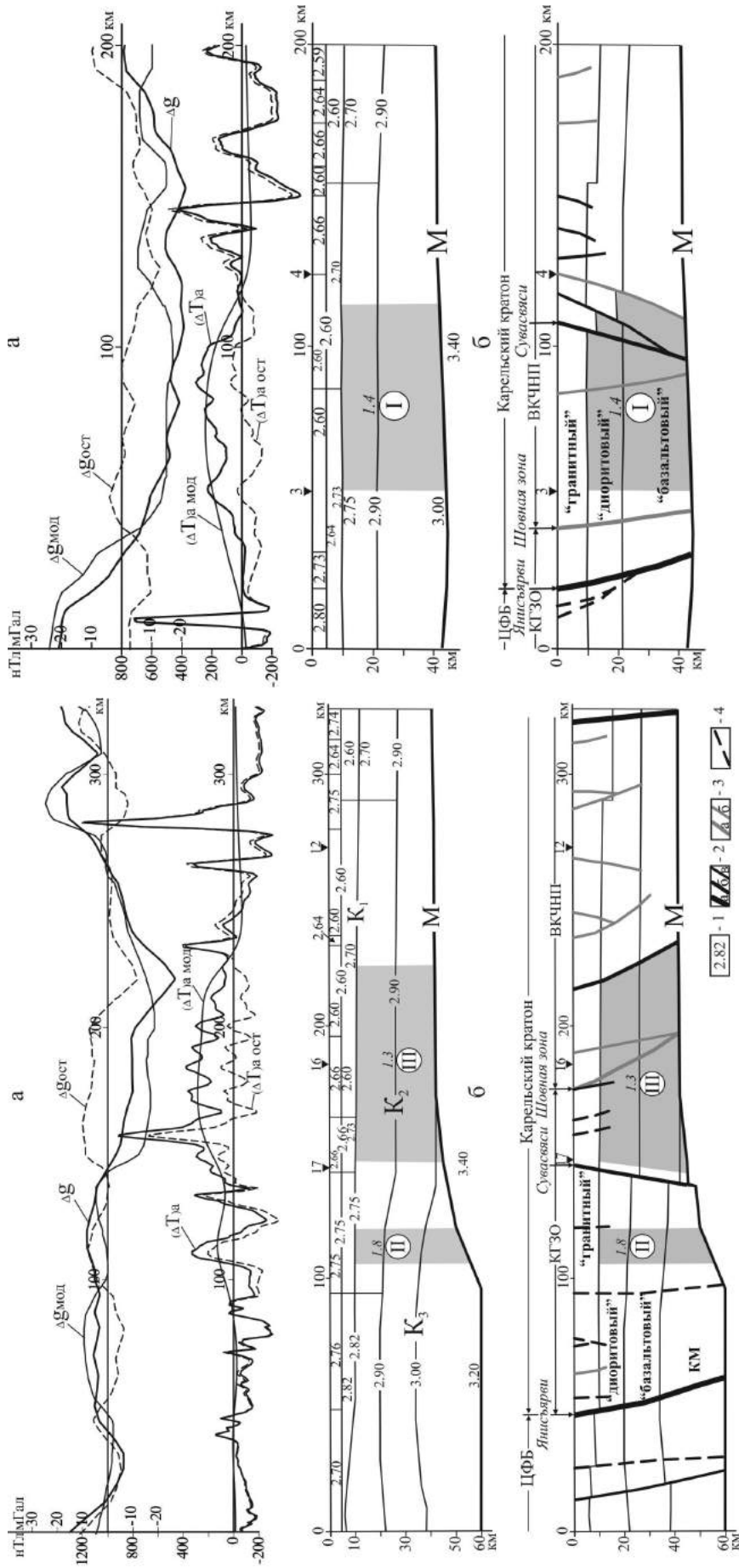


Рис. 2.31. Плотностная и магнитная модели (а) и их структурная интерпретация (б) по профилю ГСЗ Кемь – Тулос. КГЗО – Карельская гранит-зеленокаменная область; ВКЧНП – Восточно-Карельский чешуйчато-надвиговый пояс; КМ – коромангитная смесь; М – граница раздела Мохоровичича. 1 – значение плотности, г/см³; 2 – система разломов: а – I, б – II, в – III рангов северо-западного простирания; 3 – система разломов меридионального шва: а – II, б – III рангов; 4 – разломы других направлений, в т. ч. дугообразные. Положение профиля и другие условные обозначения – см. рис. 2.23, 2.24

Рис. 2.32. Плотностная и магнитная модели (а) и их структурная интерпретация (б) по профилю ГСЗ Лахденлахья – Сегозеро. Положение профиля и другие условные обозначения – см. рис. 2.23, 2.24, 2.31

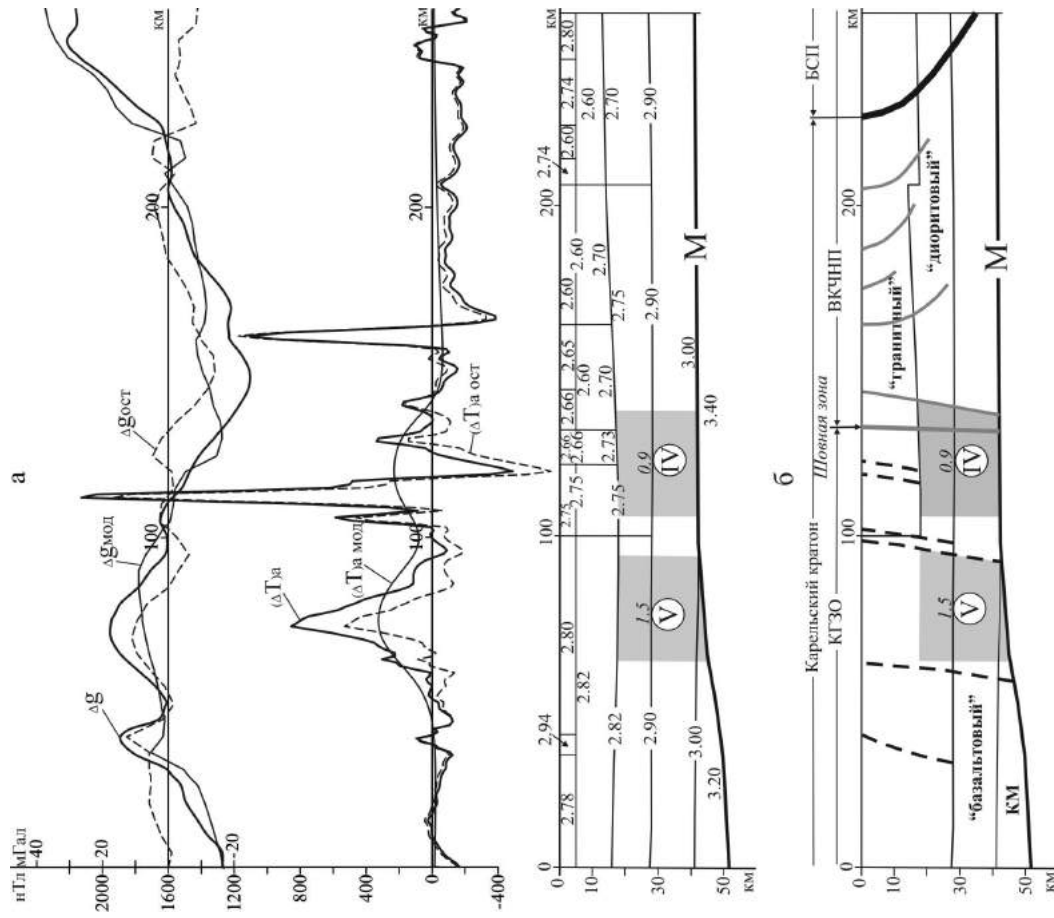


Рис. 2.33. Плотностная и магнитная модели (а) и их структурная интерпретация (б) по интерпретационному профилю I-I. Положение профиля и другие условные обозначения – см. рис. 2.23, 2.24, 2.31

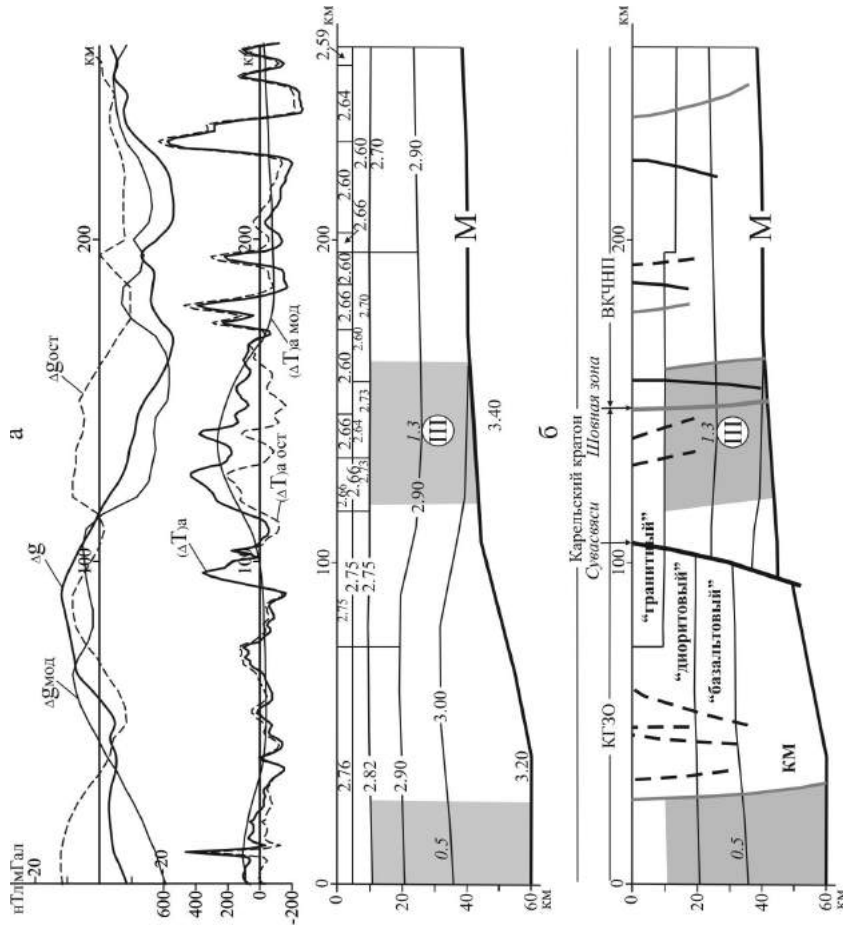


Рис. 2.34. Плотностная и магнитная модели (а) и их структурная интерпретация (б) по интерпретационному профилю II-II. Положение профиля и другие условные обозначения – см. рис. 2.23, 2.24, 2.31

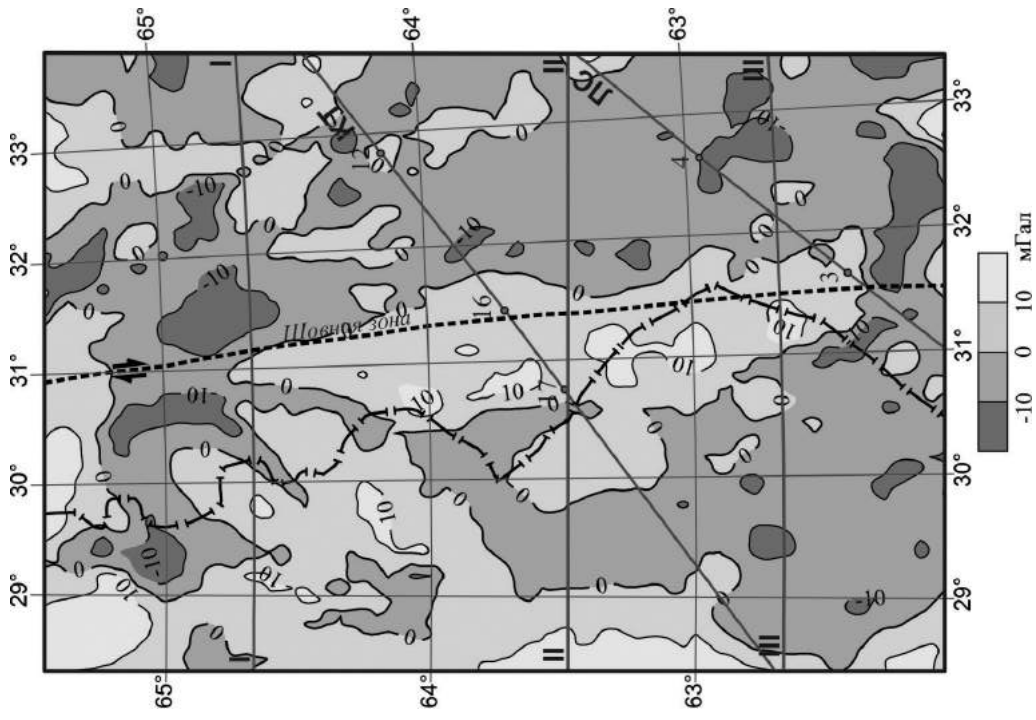


Рис. 2.36. Разностное поле Δg , мГал. Другие условные обозначения – см. рис. 2.22

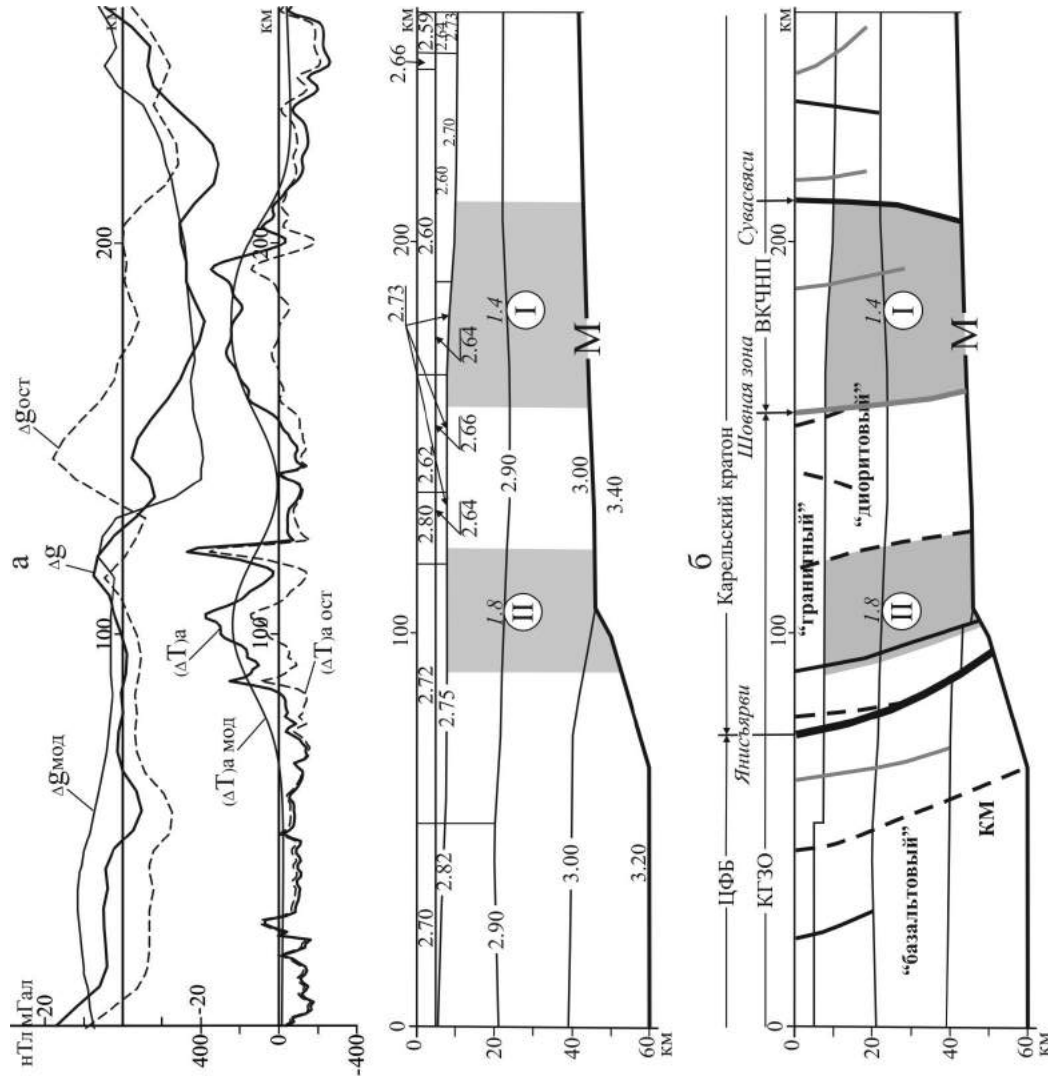


Рис. 2.35. Плотностная и магнитная модели (а) и их структурная интерпретация (б) по интерпретационному профилю III-III. Положение профили и другие условные обозначения – см. рис. 2.23, 2.24, 2.31

2.4.2. Трехмерная магнитная модель средней и нижней частей земной коры

Общие положения и методические основы. Многолетняя практика исследования аномального магнитного поля показала наличие в его составе региональной компоненты, что позволяет использовать его для изучения глубинного строения земной коры. К настоящему времени имеется большое количество публикаций, касающихся методики получения региональных магнитных аномалий (РМА), их математической интерпретации и истолкования природы источников [Крутиховская, 1986; Глубинное..., 2004 и др.].

Большинство магнитных моделей земной коры изучаемого региона построено в двумерном варианте. Нам известен лишь один опыт построения трехмерной магнитной модели коры как части комплексной геофизической модели литосферы Фенноскандии в мелком масштабе с расчетом намагниченности по сетке $0,5^\circ$ по широте, 1° по долготе и 4 км по глубине. Показано, что намагниченность нижней коры не превосходит 3–5 А/м [Глазнев, 2003].

В настоящее время есть достаточно полные данные для построения более детальной трехмерной магнитной модели земной коры: сводная карта аномального магнитного поля (ΔT_a) в цифровом виде [Korhonen et al., 2002b] с выборкой значений поля по сети 1×1 км (рис. 2.37); данные распределения температур в разрезе коры [Шаров, 2013]; геологическая и петромагнитная карты кристаллического основания масштаба 1 : 1 000 000 [Петромагнитная..., 1977; Koistinen et al., 2001], охватывающие приграничную территорию Карелии и Восточной Финляндии. В более ранних работах при составлении магнитной модели коры российской части региона были использованы карта аномального магнитного поля, не увязанная с полем территории Финляндии, и результаты наземной магнитной съемки по интерпретационным профилям. Интенсивность аномалий по используемым нами данным и интенсивность полученных РМА оказались примерно на 100 нТл ниже. Не исключено, что это связано с разным уровнем относимости полей разных государств. Как следствие, уменьшились и расчетные величины намагниченности глубинных источников.

Обобщение сейсмических данных о глубинном строении земной коры центральной части Карельского кратона с делением коры на три слоя и коромантийную смесь позволяет оценить интервалы глубин залегания верхних и нижних кромок источников РМА [Шаров, 2013]. Интервалы плотности в предлагаемом послойном делении земной коры отвечают следующему среднему составу слоев – «гранитному», «диоритовому», «базальтовому» и базит-ультрабазитовому. Как показал опыт интерпретации РМА Балтийского, Украинского и Алданского щитов [Билибина и др., 1986; Крутиховская, 1986; Пашкевич и др., 1992 и др.], источники локальных магнитных аномалий относятся к условному «гранитному» слою. Глубины до их нижних кромок не превышают 10 км, чему не противоречат оценки максимальных

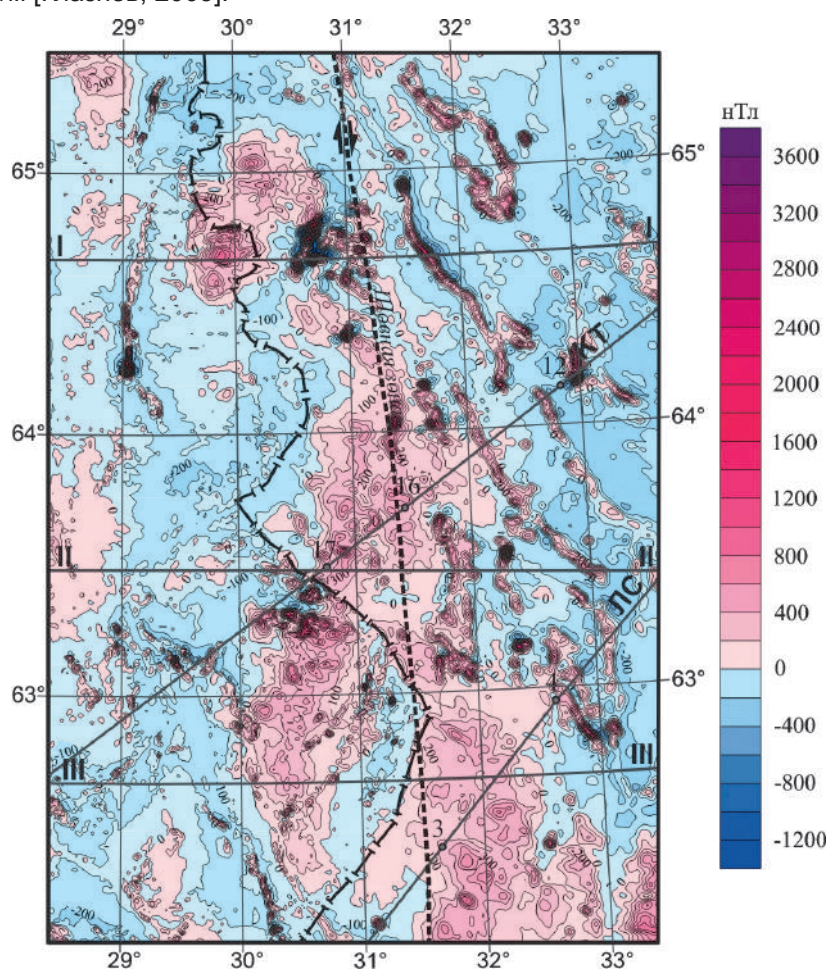


Рис. 2.37. Аномальное магнитное поле (ΔT_a) центральной части Карельского кратона. Другие условные обозначения – см. рис. 2.22

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

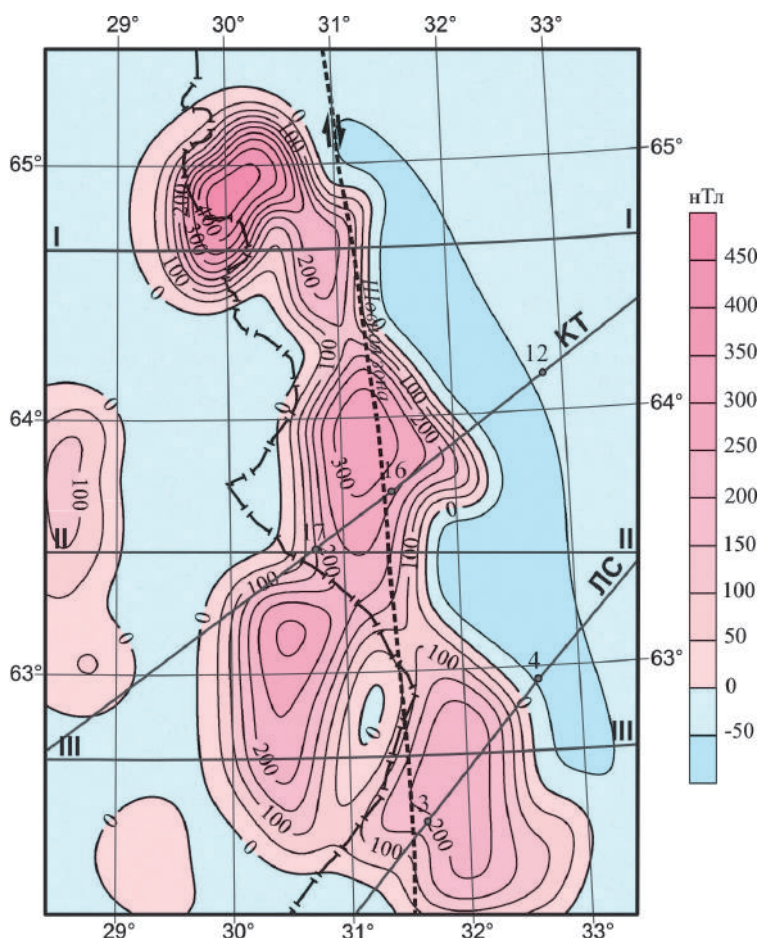


Рис. 2.38. Расчетный эффект источников РМА, нТл.
Другие условные обозначения – см. рис. 2.22

глубин распространения уникального Костомукшского железорудного месторождения (до 4,5–5,0 км) и синклинали в целом (6,5 км) [Горьковец и др., 2012]. Глубины до верхних кромок источников региональных аномалий отвечают кровле «диоритового» слоя, нижние кромки при благоприятном температурном режиме располагаются на поверхности раздела М (см. рис. 2.23). При наличии в разрезе коромантийной смеси их положение дискуссионно и предполагает возможные изменения намагниченности. Мы склонны считать, что утолщение земной коры и появление в разрезе коромантийной смеси связаны с магматической базификацией коры и преобладанием в ней пород основного состава повышенной намагниченности. Таким образом, в описанной модели источники РМА относятся к средней и нижней коре.

Опыт разделения магнитного поля на составляющие показал, что оптимальным методом получения региональной компоненты аномального магнитного поля является геологическое редуцирование. Однако при сложном геологическом строении с интенсивно дифференцированными магнитными параметрами пород верхней коры построение трехмерной модели «гранитного» слоя представляет специальную и весьма трудоемкую задачу, выполнение которой не предусматривалось программой работ. Формальные методы разделения поля в связи со сложным его характером требуют тщательного выбора параметров трансформаций, иногда переменных по площади. Учитывая эти обстоятельства, предлагаем построение магнитной модели глубинной части коры следующим образом.

– Оценка геометрии проекций верхних граней источников РМА по исходному полю на основе уже имеющихся двумерных магнитных моделей по отдельным «опорным» профилям [Глубинное..., 2004].

– Отнесение верхних и нижних кромок источников к подошве «гранитного» слоя и разделу М, соответственно, поскольку положение изотермической поверхности температуры Кюри магнетита оценивается на глубинах больших, чем глубины залегания раздела М.

– Последовательное приближение расчетного эффекта глубинных источников РМА к такому полю, при котором разностное поле между исходным и модельным содержит только локальные аномалии, отвечающие геологическим телам, обнажающимся на докембрийском фундаменте, и не содержит длинноволновую составляющую.

– Решение прямой задачи магниторазведки для оценки эффекта глубинных источников по программе [Старостенко и др., 2009], предназначенной для расчета $(\Delta T)_a$ в трехмерном варианте и в предположении однородной намагниченности, суммарный вектор которой направлен по вектору современного поля, а боковые грани имеют вертикальное падение.

Полученное таким образом модельное магнитное поле представляет его региональную компоненту и включает установленные ранее Толвоярвинскую, Ребольскую и Костомукшскую РМА, а также Восточно-Финляндскую и Вокнаволоцкую РМА в приграничной зоне Финляндии и три слабоинтенсивные положительные РМА в краевой, юго-западной части района (рис. 2.38).

3D магнитная модель средней и нижней коры. На рис. 2.24 показаны рельеф кровли средней коры, отвечающий глубинам до верхних кромок источников РМА, и положение на кровле этого слоя верхних граней глубинных источников. В предположении, что боковые грани источников вертикальны, на рис. 2.23 приведены проекции нижних граней на поверхность рельефа раздела М, принятую за нижнее ограничение магнитоактивного слоя. Окончательный результат расчета эффекта источников, который рассматривается как региональная компонента аномального магнитного поля, приведен на рис. 2.38.

Сопоставление разностного поля между исходным и модельным (региональным) (рис. 2.39) с геологической и петромагнитной картами докембрийского фундамента региона [Петромагнитная..., 1977; Koistinen et al., 2001] показало, что оно полностью отражает вещественную и структурную неоднородность верхней части коры и является, таким образом, локальной компонентой аномального магнитного поля. Оцененная намагниченность глубинных магнитных источников изменяется от 0,5 до 1,8 А/м.

Необходимо отметить, что при выбранной модели источников оценка их намагниченности зависит от принятого положения нижних кромок возмущающих тел. При глубине их залегания меньшей, чем глубина до раздела М, средняя намагниченность, соответственно, должна быть несколько выше, как это видно из предшествующих работ, когда предельная глубина до нижних кромок была принята равной 30 км.

Это касается в первую очередь источников, расположенных в юго-западной части площади и имеющих намагниченность 0,5 А/м. Именно здесь имеет наибольшую мощность коромантийная смесь (см. рис. 2.26).

О возможной природе источников РМА. За время изучения региональных магнитных аномалий докембрийских щитов и платформ произошла своеобразная эволюция взглядов на возможную их природу. Прежде всего, РМА связывались с суммарным эффектом источников верхней части коры, что по мере детального изучения петромагнитных параметров пород кристаллического фундамента позволило достоверно оценить вклад последних в аномальное магнитное поле и обоснованно сделать заключение о существовании глубинных магнитных источников. Первоначально источники РМА интерпретировались как глубинные массивы пород основного состава, но по мере накопления данных о составе и строении земной коры, в т. ч. и по результатам изучения глубинных ксенолитов, о типах ведущих ферромагнетиков, характере метаморфизма, P-T-f_{O2} режиме литосферы и о тектонических обстановках, благоприятных для формирования магнитных образований, природа источников связывалась с ядрами древнейшей консолидации коры, переработанными ядрами, шовными многократно активизированными и флюидоподводящими зонами, чарнокит-гранулитовыми поясами, проторифтогенными структурами и др. В зависимости от принятых концепций изменялись и модели источников, прежде

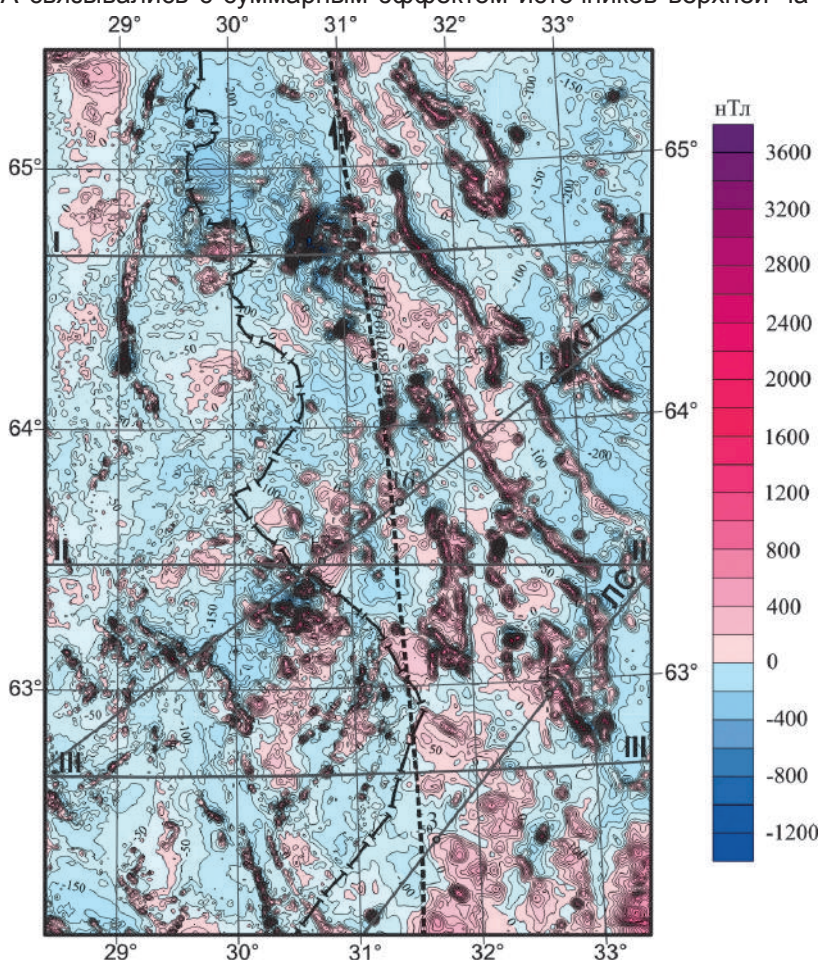


Рис. 2.39. Разностное поле (ΔT)_a, нТл. Другие условные обозначения – см. рис. 2.22

всего, предельная глубина залегания их нижних кромок, тип намагниченности и характер изменения ее с глубиной. Основательный анализ данной проблемы был изложен в работах З.А. Крутиховской с соавторами [Крутиховская, 1986; Крутиховская и др., 1986] и обобщен в последующих публикациях.

Что касается тектонотипов РМА, подавляющее большинство их источников приурочены к шовным зонам [Петромагнитная..., 1993; Орлюк, Пашкевич, 2012]. При поддвиго-надвиговом характере перемещения, часто приводящего к типичному для этих зон «сдвиганию» мощности коры, нижние кромки источников могут находиться в поднадвиговой зоне ниже глубин возможного существования ферромагнетиков в ненарушенном разрезе (~30 км в коре щитов). Природу всех РМА исследуемого региона, за исключением Вокнаволоковской, можно рассматривать связанной с зоной многократной тектономагматической активизации Печенгско-Ладожского пояса, а образование ферромагнитных минералов-носителей магнетизма как вторичное. Источник Вокнаволоковской РМА расположен в узле пересечения северо-восточных и широтных нарушений, а корреляция РМА с гравитационной аномалией может указывать, как справедливо считают авторы отчета за 2014 г. М.А. Корсакова и Н.М. Иванов, на массив ультраосновных – щелочных пород, не выходящий на поверхность.

Каждый из приведенных вариантов объяснения природы РМА в условиях древних щитов нуждается в петрологических и термодинамических реконструкциях, что является далеко не однозначной задачей.

2.4.3. Структурная интерпретация плотностной и магнитной неоднородностей коры

Полученная модель проанализирована с точки зрения структурного положения глубинных магнитных источников. С этой целью проанализированы приведенные в работе [Глубинное..., 2004] схемы тектонического районирования восточной части Фенноскандинавского щита на разных глубинных срезах на основе интерпретации потенциальных полей [Глубинное..., 2004, рис. 4.3–4.5]. При построении серии карт авторами использована площадная фильтрация гравитационного и магнитного полей осредненных с различными радиусами. На территории наших исследований авторами этой работы подтверждены известные шовные мобильно-проницаемые зоны, разграничивающие геоблоки первого (Свекофеннский, Карельский и Лапландско-Беломорский) и второго порядка. В пределах Карельского блока по гравитационному и магнитному полям, осредненным с радиусом 50 км, кроме шовных зон первого ранга в центре Центрально-Карельского поднятия выделена структура второго ранга, близкого к меридиональному простиранию. Эту зону можно проследить и в гравитационном поле, осредненном с радиусом 100 км по смене «структурного» плана изолиний. Она отчетливо картируется как зона и в наблюдаемом поле Δg (см. рис. 2.22), и в смене мощностей слоев земной коры (см. рис. 2.23, 2.25, а, 2.25, б), и в наблюдаемом магнитном поле (см. рис. 2.37).

Для более подробного анализа связи глубинных магнитных источников с разломной тектоникой были обобщены данные о разрывных нарушениях, обозначенных на геологических картах, и дополнены прослеженными нами по магнитному и гравитационному полям с учетом данных ГСЗ вдоль профилей. Полученная схема разломов в сочетании с глубинными магнитными источниками приведена на рис. 2.40.

В пределах изучаемой территории можно выделить несколько систем разломов. Прежде всего, это разломы северо-западного простирания, первого, второго и третьего рангов, составляющие систему, связанную с межгеоблоковой мобильно-проницаемой зоной Янисъярви, ограничивающей с северо-востока Свекофеннский геоблок. Второй системой разломов являются субмеридиональные нарушения, связанные с разломом, упомянутым выше, который можно назвать шовной зоной 31° в.д. Классификация этой структуры как шовной зоны подтверждается также результатами гравитационного моделирования. Интерпретация сейсмотомографических данных, выполненная в работе [Цветкова и др., 2010], показала, что вдоль меридиональной зоны 30 – 31° происходит увеличение мощности сейсмической литосферы с запада на восток с соответствующим изменением скорости. Смена распределения скоростей по этой зоне зафиксирована и на более глубоких горизонтах мантии.

Как уже говорилось выше, эта структура отнесена авторами [Глубинное..., 2004] к разломам второго порядка. Р.Г. Берзиным и др. [Глубинное..., 2004] отмечено, что восточная часть Карельской зеленокаменной области пересечена серией палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов северо-северо-западного простирания, залегающих под острым углом к субмеридиональному простиранию неоархейских зеленокаменных поясов.

Заметим здесь, что разломы, сопровождающие эти палеопротерозойские зеленокаменные пояса, в плане представляют типичную картину сколовых нарушений, предположительно связанных с оперением правостороннего сдвига вдоль упомянутого субмеридионального шва. Эти оперяющие разломы, по сейсмическим данным, имеют северо-восточное падение и закономерно подворачиваются при приближении к северо-западным разломам системы Янисъярви – Сувавсяси.

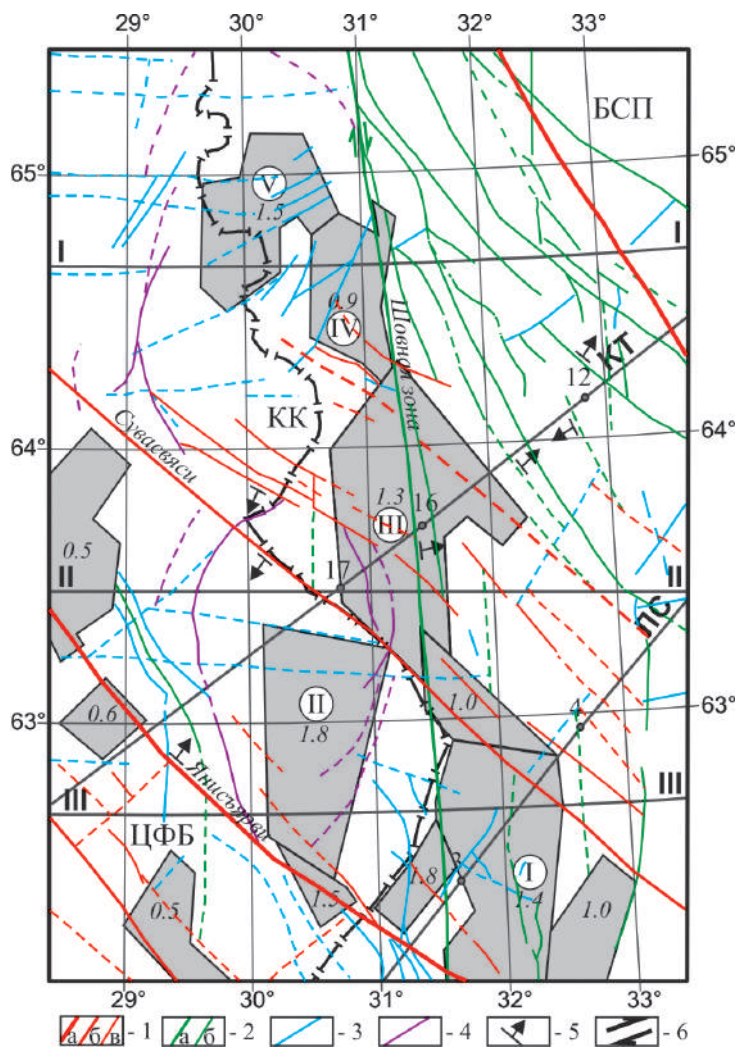


Рис. 2.40. Трехмерная магнитная модель средней и нижней коры центральной части Карельского кратона. БСП – Беломорский складчатый пояс. Разрывные нарушения (сплошные линии – выделенные по геологическим данным, пунктирные – по магнитному и гравитационному полям):

1 – система разломов: а – I, б – II, в – III рангов северо-западного простирания; 2 – система разломов меридионального шва: а – II, б – III рангов; 3 – разломы других направлений; 4 – дугообразные разломы; 5 – направления падения разломов; 6 – направления горизонтальных перемещений. Другие условные обозначения – см. рис. 2.22, 2.23

К западу от субмеридионального шва тип разломов существенно отличается от описанных. В качестве характерных можно отметить дугообразные разломы Карельского кратона, в т. ч. разломы, конформные с Вокнаволоцким блоком, с известным зеленокаменным поясом Кухмо и согласные с Лабукской [Koistinen et al., 2001] плагиогранитной дугообразной зоной этого блока. Они как бы просвечивают под системой разломов северо-западного простирания и имеют общую субмеридиональную направленность, согласную с простиранием шва. Здесь также достаточно широко развиты широтные «сквозные» разломы, однако, как правило, не выходящие в восточную часть площади.

Обращаясь теперь к источникам РМА, можно отметить явно выраженную связь их геометрии с описанными системами разломов. При этом наиболее интенсивно намагниченные глубинные тела (источники Восточно-Финляндской, Толвоярвинской, Ребольской и Костомукшской РМА) образуют своеобразный пояс субмеридионального направления вдоль субмеридионального шва. Ранее такая связь уже отмечалась в работах по типизации глубинных источников РМА [Крутиховская и др., 1986; Пашкевич и др., 1990; Глубинное..., 2004 и др.]. Этот пояс РМА Карелии, названный Печенгско-Ладожским, рассматривается как долгоживущая шовная структура, заложенная вдоль глубинной зоны мантийных разломов и развивавшаяся как многократно активизированная зона повышенной тектономагматической активизации. В пользу природы глубинных источников этой зоны, связанной с многократно

наложенными вторичными процессами активизации, свидетельствует отсутствие корреляции РМА с гравитационными аномалиями и результатами плотностного моделирования. На рис. 2.27–2.29 четко зафиксирована область пониженной плотности меридионального простирания в гранитном слое непосредственно к западу от Печенгско-Ладожского пояса, которая может объясняться раздробленностью пород и их метасоматическими преобразованиями. Не отмечается связи РМА с гравитационными аномалиями и за пределами описанного пояса. Исключение составляет Вокнаволоцкая аномалия, примыкающая на северо-западе к этому поясу, относящаяся к центральной части одноименного блока и коррелирующая с максимумом гравитационного поля.

На рис. 2.31–2.35 приведены результаты плотностного и магнитного моделирования по профилям ГСЗ и интерпретационным профилям, секущим меридиональный пояс источников РМА. На этих рисунках показаны распределения плотности и намагниченности в разрезе земной коры, полученные в результате моделирования. Они сопровождаются графиками наблюдаемых, модельных и остаточных гравитационного и магнитного полей. В нижней части рисунков дана структурная интерпретация полученных магнитных и гравитационных моделей, предложенная нами на основании анализа разломной тектоники с использованием сейсмотомографических разрезов [Шаров, 2013]. В результате гравитационного моделирования в некоторых блоках получены мощности «гранитного» и «диоритового» слоев, отличные от таковых по данным ГСЗ. Так, «гранитный» слой при принятой его плотностной параметризации отсутствует в районе Вокнаволоцкого блока и к югу от него (см. рис. 2.27–2.29, 2.33, 2.34). Напротив, в восточной части площади его мощность на 4 км больше, чем на сейсмических разрезах (см. рис. 2.32, 2.34), что согласуется с более дифференцированной скоростной моделью сейсмотомографического разреза по профилю Лахденпохья – Сегозеро. Геометрия глубинных магнитных источников, в частности наклон боковых граней, откорректирована с учетом данных о направлении падения основных разломов по данным ГСЗ и сейсмотомографическим разрезам. Такая корректировка углов наклона боковых граней не приводит к существенным изменениям в расчетных эффектах от источников РМА, поэтому вполне допустима. Возможно, что по крупным разломам северо-западного простирания происходят вертикальные смещения отдельных слоев, что отражено, например, на рис. 2.34. Верхние кромки магнитных источников, в соответствии с отмеченными различиями в разделении коры на слои по плотностному моделированию и данным сейсмотомографии, также могут принадлежать к меньшим глубинам. Это относится к источнику Вокнаволоцкой РМА, верхняя кромка которого в связи с отсутствием «гранитного» слоя может залегать на глубине 1–2 км. Тогда его средняя намагниченность при принятой глубине до нижней кромки должна быть менее 1,5 А/м. Более сложное строение может иметь и верхняя кромка Ребольской РМА. К западу от шовной зоны в районе известной Лехтинской структуры согласно сейсмотомографическому разрезу по профилю Кемь – Тулос она должна подниматься до глубины порядка 2 км (см. рис. 2.32). Мы не вносили этих возможных изменений в морфологию глубинных источников, поскольку построенные нами модели базировались на данных ГСЗ о глубинном строении земной коры. Как видно из изложенного, последние, по всей видимости, нуждаются в детализации.

Генеральной закономерностью распределения по площади глубинных магнитных источников является приуроченность их к зонам сочленения блоков разных рангов, к многократно активизированным шовным зонам, установленным во многих тектонических регионах.

Обсуждение результатов. Из рассмотрения взаимосвязей сейсмической и плотностной неоднородностей коры можно сделать вывод о том, что главный вклад в формирование земной коры региона вносит нижний слой. Нарастивание коры снизу происходит с одновременным уменьшением в ее составе доли верхнего и среднего этажей.

Весьма показательно, что на Балтийском щите максимальная мощность «базальтовой» подушки в основании коры находится между Карельским кратоном и раннепротерозойской Свекофеннской областью [Шаров, Митрофанов, 2014]. Можно предположить существование в целом обратной зависимости между сложностью геофизической расслоенности земной коры и древностью ее структурной организации. Более молодые в структурном отношении (активизированные) части земной коры обладают более сложной расслоенностью, чем области древней консолидации. Наблюдаемые геофизические 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.

Акцентируя внимание на ведущей роли разрастания «базальтового» слоя в создании коры повышенной мощности, этот процесс мы не представляем в виде однонаправленной базификации коры. Более того, следует особо подчеркнуть, что геофизические данные не могут служить надежным индикатором химизма нижней коры вследствие конвергентности физических свойств горных пород при высоких термодинамических параметрах.

Можно констатировать, что строение земной коры региона относится к мозаично-блоковому типу. В ней выделены отдельные этажи с различными геофизическими параметрами, что фиксируется изменениями скорости и плотности. Магнитная неоднородность коры связывается главным образом с крупными зонами активизации, какой в регионе является фрагмент меридиональной Ладожско-Печенгской зоны.

Поверхность Мохоровичича имеет сложное строение. В современном рельефе границы М и в неоднородностях нижней части земной коры находят отражение лишь наиболее крупные структурные элементы: границы основных геотектонических провинций, или геоблоков, реже тектонических зон меньших масштабов.

Дальнейшая детализация полученных зависимостей и привлечение дополнительных геолого-геофизических материалов могут послужить не только основой для решения теоретических вопросов геологии и сейсмологии, но и помочь в решении проблем связи между глубинной структурой литосферы, строением верхних горизонтов земной коры и ее металлогении.

Заключение. В результате комплексной интерпретации современных сейсмических, гравиметрических, магнитометрических, петрофизических и геологических данных впервые для приграничной территории Восточной Финляндии и Западной Карелии построены согласованные трехмерные модели строения земной коры на всю ее мощность. Представленные 3D модели являются очередным шагом в познании структурных особенностей территории и металлогенических закономерностей. На основе полученных моделей сделаны следующие выводы.

Опираясь на двумерные сейсмические разрезы при построении трехмерной плотностной модели земной коры, получена пятислойная модель, которая позволила уточнить данные ГСЗ о расчлененности коры и распространить эти сведения на весь район исследований.

Установлено отличие в распределении плотности земной коры по площади и с глубиной в восточной и западной частях региона, разделенных шовной зоной 31° в.д. Восточная часть представлена менее плотным разрезом коры, чем западная. Шовная зона прослеживается в верхнем и среднем слоях и сопровождается с запада зоной пониженной плотности. Восточная и западная части исследуемой территории отличаются также структурным планом разломной тектоники, подтверждающим наличие крупного правого сдвига по шовной зоне.

Впервые построена трехмерная магнитная модель средней и нижней земной коры, охватывающая приграничную территорию Карелии и Восточной Финляндии. Создание модели базировалось на сводной карте аномального магнитного поля, петромагнитной и геологической картах, данных ГСЗ и распределении температур в разрезе коры. Наиболее интенсивно намагниченные глубинные тела (источники Восточно-Финляндской, Толвоярвинской, Ребольской и Костомукшской региональных магнитных аномалий) трассируются вдоль шовной зоны, представляющей фрагмент долгоживущей Ладожско-Печенгской шовной структуры с многократной тектономагматической активизацией на протяжении постархейской истории развития щита.

В целом отмечается отсутствие корреляции плотностной и магнитной неоднородностей коры. Это говорит о связи образования глубинных магнитных источников с активизацией шовной зоны и формированием в ней вторичных ферромагнетиков. Исключение составляет Вокнаволоцкий блок, характеризующийся отсутствием «гранитного» слоя и корреляцией гравитационной и магнитной аномалий. Глубинный источник Вокнаволоцкой РМА с намагниченностью 1,5 А/м может связываться с массивом ультраосновных – щелочных пород, не выходящим на поверхность.

Сводные плотностные и магнитные модели вдоль профилей ГСЗ, отработанных наиболее детально, показывают, что земная кора является мозаично-блоковой неоднородной средой. В верхней части локально развиты как волноводы с пониженной, так и высокоскоростные блоки с увеличенной плотностью. Построенные геофизические модели, учитывающие последние результаты гравитационных, магнитных и сейсмических исследований, позволят наряду с решением теоретических вопросов геологии и геофизики поставить и чисто практические задачи – исследовать связи металлогении верхних горизонтов земной коры с ее глубинной структурой.

2.5. КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

2.5.1. Геологический очерк

Карельский кратон и протягивающаяся вдоль его восточного ограничения Беломорская провинция (рис. 2.41) охватывают главную по размеру и геологической значимости часть раннедокембрийской континентальной коры на юго-востоке Фенноскандинавского щита [Минц и др., 2010 и ссылки там же]. Кольский кратон, расположенный к северу и северо-востоку от Карелии, представлен на рис. 2.41 очень небольшим участком в самом северо-восточном углу области моделирования.

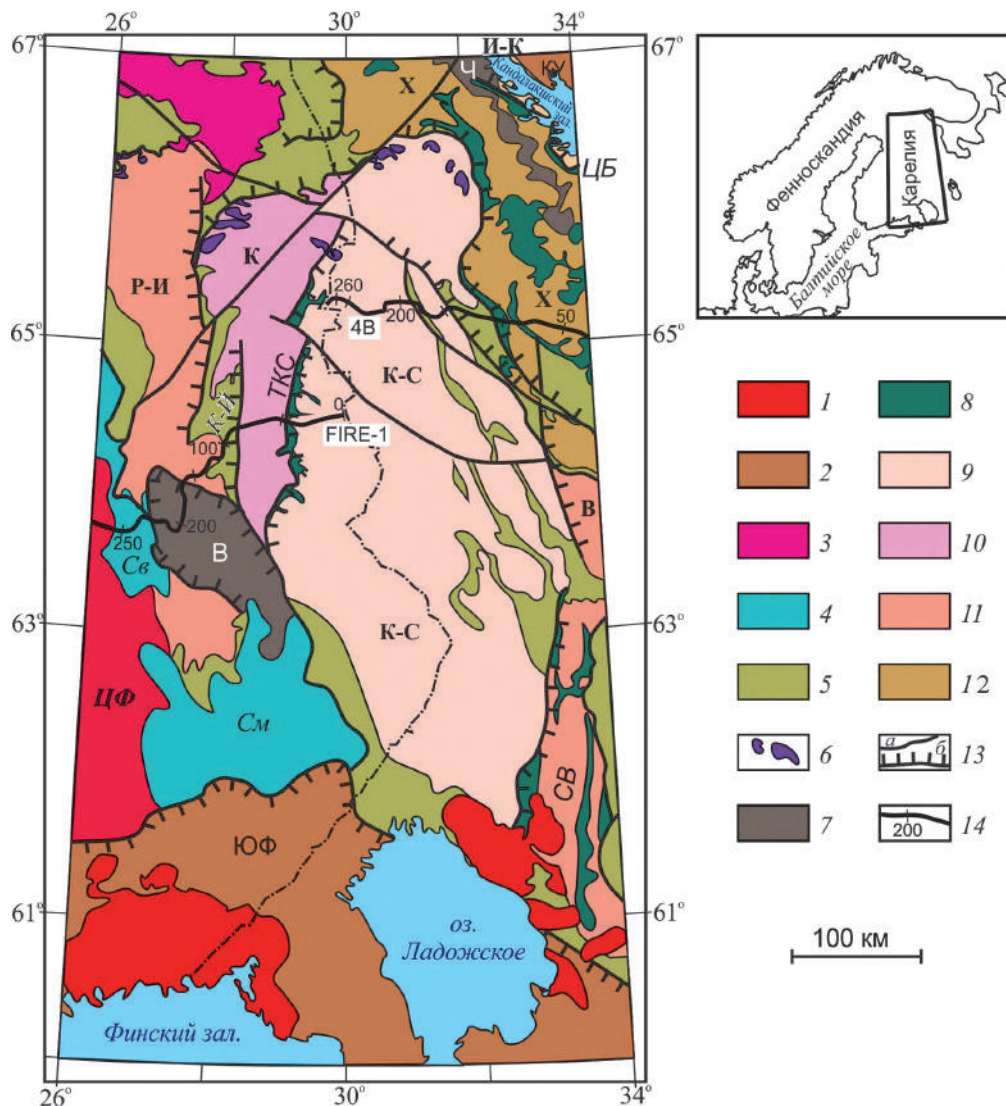


Рис. 2.41. Главные тектонические структуры на юго-востоке Фенноскандинавского щита (упрощенно по: [Минц и др., 2010]):

1 – мезопротерозой, граниты рапакиви; 2–6 – палеопротерозой: 2 – гранулитогнейсовые пояса (ЮФ – Южно-Финляндский, КУ – Колвица-Умбинский); 3–4 – Свекофеннский аккреционный ороген: 3 – гранитоиды (ЦФ – Центрально-Финляндский плутон), 4 – аккреционный комплекс (пояса: Св – Саво, См – Саимаа); 5 – осадочно-вулканогенные пояса (К-И – пояс Кайнуу, вмещающий офиолитовый комплекс Йормуа), 6 – раннепалеопротерозойский Северо-Карельский пояс, расслоенные массивы мафит-ультрамафитов; 7–12 – архей: 7 – гранулитогнейсовые пояса (В – Варпайсярви, Ч – Чупинский), 8 – зеленокаменные пояса – предполагаемые палеосутуры (ТКС – Типасьярви – Кухмо – Суомуссалми, СВ – Сегозеро – Ведлозеро, ЦБ – Центрально-Беломорский), 9–11 – Карельский кратон, гранит-зеленокаменные области: 9 – Кухмо-Сегозерская (К-С), 10 – Кьянта (К), 11 – Рануа-Иисалми (Р-И), Ведлозерская (В); 12 – Беломорская провинция, Хетоламбинская гранит-зеленокаменная область (Х); 13 – тектонические границы (а – сбросо-сдвиги, б – надвиги, штрихи указывают направление погружения сместителя); 14 – сейсмопрофили МОГТ: 4В и FIRE-1

Области архейской коры в основном были сформированы к началу неoarхея и затем подвергались тектонической и метаморфической переработке в течение неoarхея и палеопротерозоя. Вулканоогенно-осадочные и вулканоплутонические ассоциации позднепалеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена граничат с Карельским кратоном на юго-востоке. Гранит-зеленокаменные области (ГЗО), совместно образующие Карельский кратон, рассматриваются в качестве фрагментов древних микроконтинентов, которые несколько различаются временем формирования. Рануа-Иисалми и Водлозерская ГЗО образованы наиболее древними гранитоидами (3,14–2,82 млрд лет). Гранито-гнейсовые комплексы Кьянта и Кухмо-Сегозерской ГЗО преимущественно сложены тоналит-гранодиоритовыми гнейсами, датированными 2,89–2,72 млрд лет. Архейские зеленокаменные пояса (ЗП) с некоторой условностью можно разделить на две группы. В составе поясов первой группы (ЗП-1) играют значительную роль или преобладают вулканы основного и ультраосновного состава. Линейно-вытянутые протяженные пояса, принадлежащие этой группе, по ряду признаков рассматриваются в качестве палеосутур, фиксирующих зоны коллизии микроконтинентов: Сегозерско-Водлозерская, Центрально-Беломорская и Типасъярви – Кухмо – Суомуссалми (СВ, ЦБ и ТКС на рис. 2.41). Сегозерско-Водлозерская и Центрально-Беломорская палеосутуры возникли 3,05–2,82 млрд лет назад; возраст пород, слагающих палеосутуру Типасъярви – Кухмо – Суомуссалми, заключен в интервале 2,81–2,74 млрд лет. Согласно геологическим данным и результатам интерпретации сейсмических образов коры по профилям МОГТ, все три палеосутуры погружаются в восточном и северо-восточном направлении и прослеживаются до коро-мантийной границы [Mints et al., 2009; Минц и др., 2010]. Более молодые пояса второй группы (ЗП-2), сложенные преимущественно континентальными метаосадками при ограниченном участии метавулканитов, датированы 2,75–2,73 млрд лет. Плотностные характеристики ЗП-2 и гранито-гнейсов близки между собой. Поэтому ЗП-2 не образуют плотностных аномалий (на карте рис. 2.41 ЗП-2 не показаны).

Формирование Карельского кратона и Беломорской провинции завершилось в неoarхее 2,75–2,73 млрд лет назад. В дальнейшем кора достраивалась и подверглась переработке преимущественно во внутриконтинентальной обстановке. В результате процессов мантийно-плюмового типа 2,74–2,70 млрд лет назад в обрамлении Карельского кратона возникли синформные структуры, сложенные гранулитогнейсовыми комплексами: Варпайсъярви (В) и Чупинским (Ч). Гранит-зеленокаменная кора, образующая фундамент этих синформ, также подверглась высокотемпературному метаморфизму гранулитовой фации.

В самом начале протерозоя, 2,47–2,45 млрд лет назад, в результате возобновления мантийно-плюмовой активности, в основании архейской коры, мощность которой в то время достигала 60–70 км, были размещены значительные объемы мафитовых магм, преимущественно габбро-анортозитового состава. Интрузивные массивы совместно с вмещающими архейскими породами метаморфизованы в гранулитовой фации [Минц и др., 2010]. В ходе последовавших в позднем палеопротерозое процессов тектонического сжатия часть этих пород была перемещена к верхним уровням коры и размещена в основании тектоно-стратиграфических разрезов гранулитогнейсовых поясов (наиболее известны габбро-анортозиты в основании Лапландского и Колвица-Умбинского поясов на Кольском полуострове), тогда как преобладающая часть так и осталась на уровне коро-мантийного раздела. Вслед за размещением габбро-анортозитов, 2,45–2,42 млрд лет назад, в верхнюю часть коры Карельского кратона вдоль его северного ограничения интродировали мафит-ультрамафитовые магмы, сформировавшие Северо-Карельский пояс расслоенных массивов. В тот же период средняя часть коры Беломорской провинции была интенсивно импрегнирована небольшими порциями магм мафит-ультрамафитового и габбро-анортозитового состава, образовавшими небольшие интрузивные тела так называемых «друзитов». В современной структуре коры некоторые из этих тел находятся на уровне дневной поверхности.

Наконец в то же самое время в обстановке тектонического растяжения в надплюмовой области коры возникли протяженные рифты, заполнявшиеся осадками и значительными объемами лав основного состава (преимущественно базальтов и андезито-базальтов). С некоторыми паузами процессы рифтогенеза и сопряженного вулканизма продолжались вплоть до конца палеопротерозоя. Значительная интенсификация мантийного магматизма датирована поздним палеопротерозоем (~2,1–1,9 млрд лет). Эта стадия сопровождалась локальным переходом от рифтинга к спредингу и частичному разрыву континентальной литосферы, в частности, в пределах пояса Йормуа вдоль границы Кухмо-Сегозерской и Кьянта гранит-зеленокаменных областей (см. рис. 2.41). Сохранившийся в современной структуре офиолитовый комплекс фиксирует место разрыва континентальной коры, про-

изошедшего около 1,95 млрд лет назад, и кратковременное существование океанической структуры Красноморского типа [Peltonen et al., 1998]. Анализ закономерностей распределения проявлений ранне-палеопротерозойского мафит-ультрамафитового магматизма, в сопоставлении с распределением нижнекоровой «зоны рефлексивити» на сейсмических образах коры вдоль профилей МОГТ [Kukkonen, Lahtinen, 2006], позволяет рассматривать эту зону в качестве области «подслаивания» (андерплейтинга) палеопротерозойских мантийных магм [Минц, 2010].

Главным процессом в поздне-палеопротерозойской истории быстрого наращивания континентальной коры стало формирование Свекофеннского аккреционного орогена вдоль западной окраины Карельского кратона – между 1,93–1,87 млрд лет назад. Заключительные стадии в истории этого орогена включали: 1) процессы субдукции океанической литосферы в северо-восточном направлении и сопряженное формирование ювенильных островодужных и междуговых комплексов; 2) аккрецию этих комплексов к окраине кратона. В ходе аккреции преобладающая часть этих комплексов была пододвинута под континентальную окраину, тогда как некоторая часть их была, напротив, надвинута на эту окраину. Результатом этих движений стало возникновение структуры типа «крокодил» [Abramovitz et al., 1997; Mints et al., 2009], характерной для окраинно-континентальных и коллизионных орогенов. Детальный анализ сейсмического образа коры по профилю FIRE-1 [Kukkonen, Lahtinen, 2006] позволяет проследить тектонические пластины, образованные аккрерованными островодужными вулканоплутоническими комплексами под архейской корой Карельского кратона, на расстоянии до 200 км (см. рис. 2.48).

Результатом заключительных событий конца палеопротерозоя в обстановке общего коллизионного сжатия около 1,87 млрд лет назад стало формирование новых гранулитогнейсовых поясов. Примечательно, что тектонические пластины, формирующие Южно-Финляндский пояс, были перемещены на структуры Свекофеннского аккреционного орогена практически сразу же вслед за формированием орогена – 1,87 млрд лет назад [Минц и др., 2010]. Этими событиями завершилась история палеопротерозоя.

Новый этап эволюции коры (последний в рассматриваемом нами фрагменте геологической истории) связан с формированием мезопротерозойских массивов гранитов-рапакиви в восточной части Русской платформы.

Подводя итог обзору, констатируем: 1) кора Карельского кратона и структур в его обрамлении была сформирована в результате длительной многоэтапной эволюции в интервале между ~3,1 и ~1,9 млрд лет назад; 2) «объемные» представления о глубинной структуре раннедокембрийской коры, полученные на базе геологических материалов, и результатах интерпретации сейсмических образов коры по профилям МОГТ принципиально отличаются от прежних моделей слоисто-блокового строения, демонстрируя образ тектонически расслоенной коры с преобладанием полого-наклонных границ между главными тектоническими подразделениями и сложное строение коро-мантийного раздела [Минц и др., 2010].

2.5.2. Распределение температур и плотности в земной коре

Основой для комплексной интерпретации геофизических полей послужили результаты сейсмических исследований на профилях ГСЗ, обширные материалы детальных сейсмических работ по осадочному чехлу прилегающих платформенных областей, а также результаты сейсмологических оценок глубины границы Мохо. Все указанные разнородные материалы, подробное описание и анализ точности которых был дан в работе [Глазнев, 2003], использовались для создания исходной сейсмогеологической модели земной коры и верхней мантии Фенноскандии и прилегающих областей. Всего было использовано более 1400 опорных точек, для которых существует различной степени детальности описание разрезов земной коры региона. Для получения корректных значений по границам модели область задания исходной скоростной модели земной коры существенно перекрывает область детального моделирования, показанную на рис. 2.41. Статистический анализ материалов показал, что в разрезе коры изучаемого региона выделяются четыре слоя с характерными значениями скоростей [Глазнев, 2003], которые соответствуют обобщенным моделям континентальной коры. В принятом описании исходных данных для моделирования скоростная модель среды, заданная на нерегулярной сети опорных точек, рассматривается как неоднородно-слоистая, с линейным вертикальным градиентом скорости в слоях.

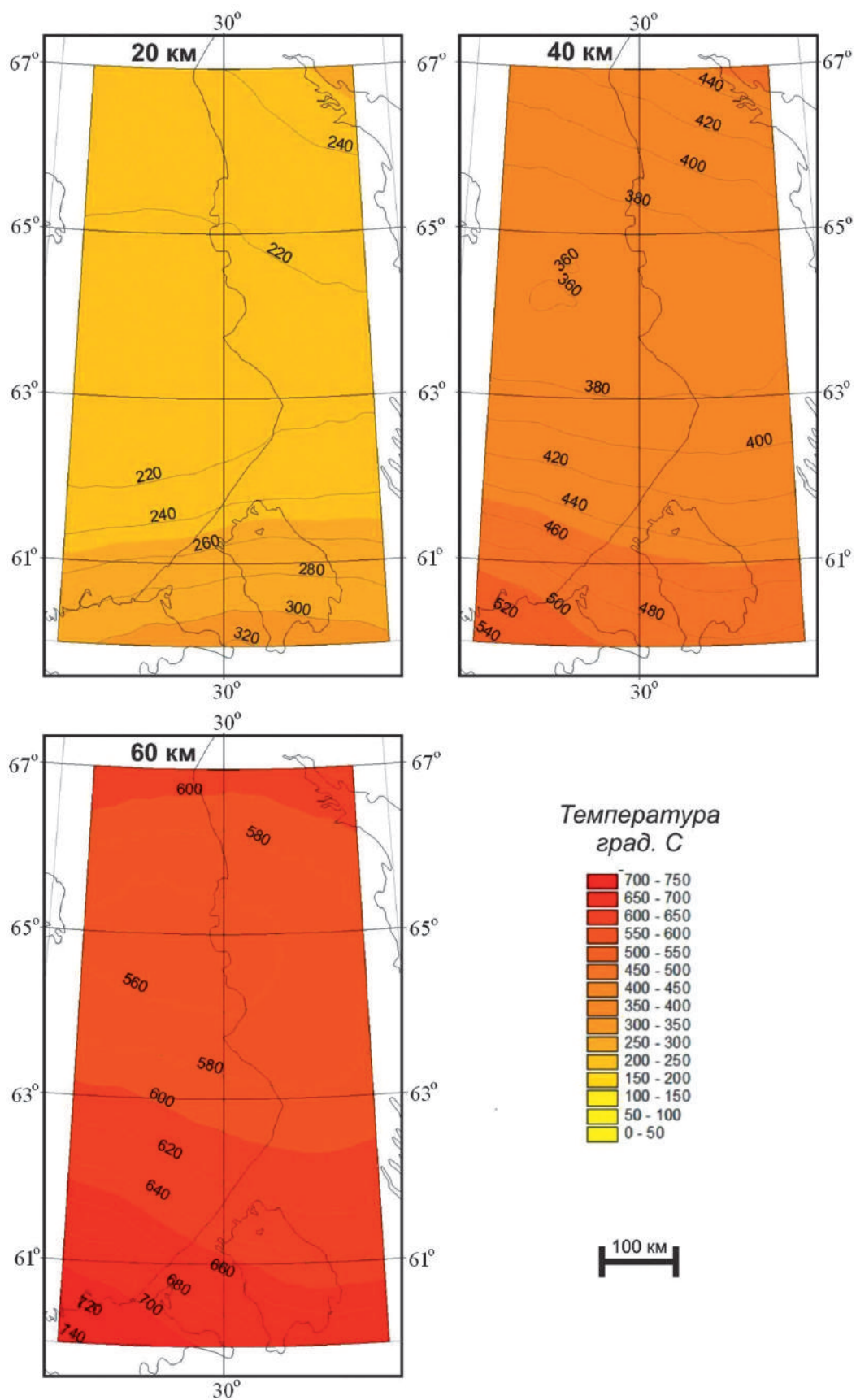


Рис. 2.42. Распределение температур в земной коре

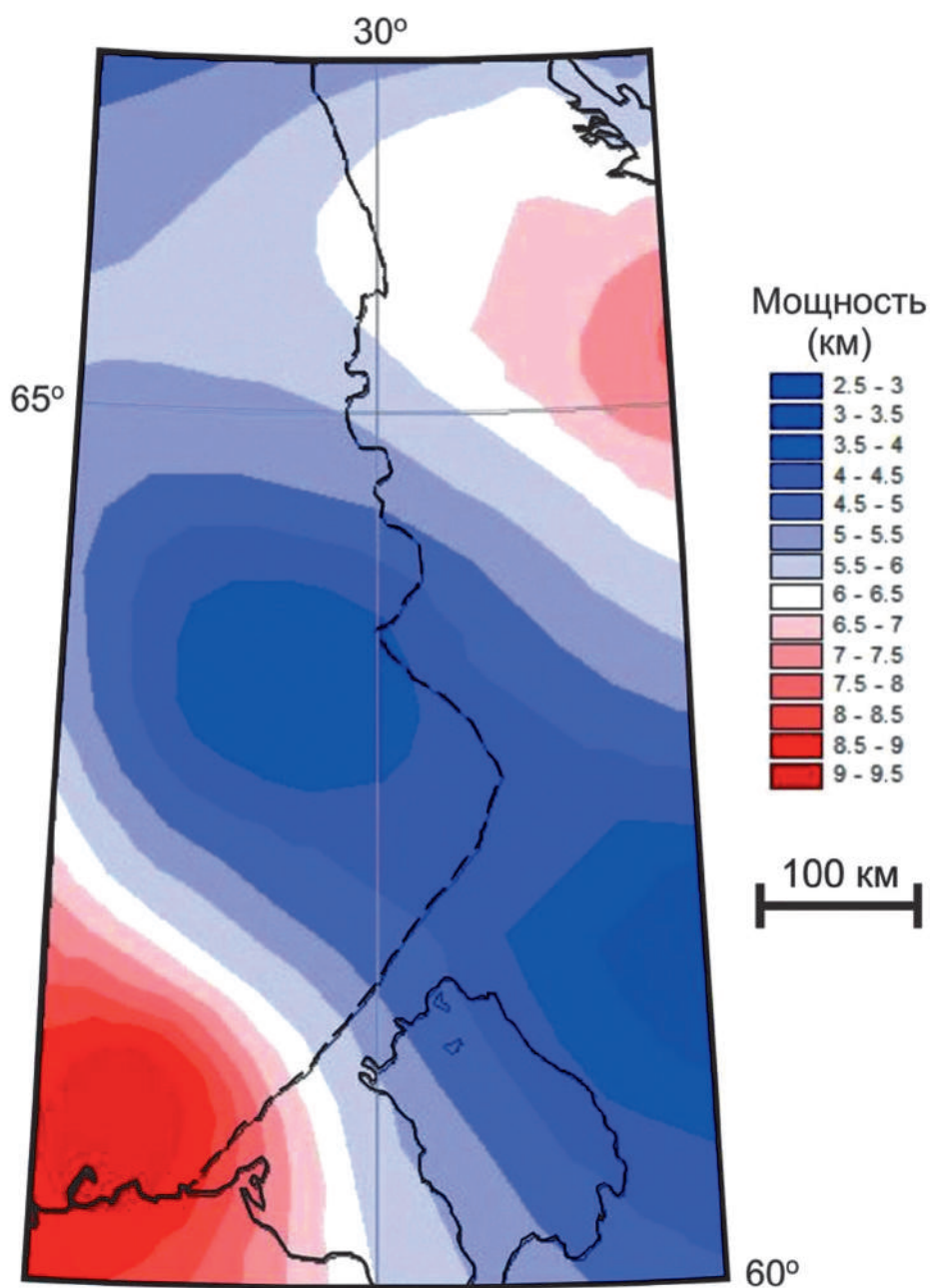


Рис. 2.43. Схема мощности гравиактивного слоя верхней коры

Здесь особо следует отметить, что мы не включали в процедуру построения исходной скоростной модели результаты детальных структурных построений по профилям глубинных исследований МОВ ОГТ, полученные в последнее десятилетие [Kukkonen, Lahtinen, 2006; Mints et al., 2009; Минц и др., 2010]. Причина этого в том, что данные ОГТ высокого разрешения, отражающие детальные структурные особенности земной коры и верхней мантии, как правило, не сопровождаются адекватными скоростными разрезами, которые необходимы для комплексного моделирования. Оценки суммарной мощности земной коры по результатам интерпретации материалов ОГТ, которые, как правило, в общем виде совпадают с результатами интерпретации материалов ГСЗ [Berzin et al., 2002], были включены в исходные материалы для комплексного сейсмо-плотностного моделирования.

На первом этапе была построена трехмерная термическая модель с использованием методов моделирования, изложенных в работе [Глазнев, 2003]. В качестве исходных данных использовались данные о поверхностном тепловом потоке региона и сведения о теплопроводности и теплогенерации пород коры

согласно нашим обзорам [Глазнев, 2003]. Расчет термической модели земной коры выполнялся в сферических координатах с шагом $0,25^\circ$ по широте, $0,5^\circ$ по долготе и 5 км по радиусу до глубины 65 км. Невязка итоговой термической модели по поверхностному тепловому потоку составляет примерно ± 4 мВт/м². Полученная модель, включающая распределения теплогенерации и температуры в земной коре Карельского кратона, в целом согласуется с ранее полученными результатами регионального термического моделирования для литосферы Фенноскандии [Глазнев, 2003]. Вариации температур в земной коре, показанные на рис. 2.42 для отдельных глубинных уровней, демонстрируют существование области относительно пониженных температур, охватывающей как Карельский, так и прилегающий к нему с востока Беломорский террейны, распространяющейся на всю мощность коры. Наличие такой аномальной температурной области, при приблизительно однородном распределении радиогенных элементов, ранее отмечалось региональной моделью литосферы [Глазнев, Скопенко, 1991; Глазнев, 2003]. Этот температурный минимум свидетельствует о пространственной неоднородности мантийного теплового потока в регионе исследований. Как отмечалось [Глазнев, 2005], минимальные значения мантийного теплового потока, составляющие около 10 мВт/м², приходятся именно на область Карельского и Беломорского террейнов. Следует также отметить определенную роль палеоклиматических процессов на уменьшение величины поверхностного теплового потока [Глазнев, 2005], что в конечном счете отражается и на величине температур в результирующей термической модели. В целом построенная трехмерная модель распределения температур явилась необходимым элементом для создания сейсмо-плотностной модели.

На втором этапе работы на основе сейсмической и термической моделей была построена плотностная модель. Гравитационная проверка исходной сейсмической модели коры позволила оценить расхождение наблюдаемого поля и расчетного эффекта от начальной модели среды. При решении прямой задачи для верхней части земной коры принимались во внимание сведения о плотности поверхностных пород региона [Galitchanina et al., 1995] и **стохастические оценки мощности «гравиактивного слоя»** коры, выполненные по известной методике [Глазнев, 2003]. Фрагмент общей схемы «гравиактивного слоя», охватывающий объект исследования, приведен на рис. 2.43. Можно видеть, что усредненная мощность неоднородных по плотности пород верхней части разреза изменяется в широких пределах – от 2,5 до 10 км. При вычислении гравитационного поля от начального приближения модели данные о плотности поверхностных пород распространялись только на мощность «гравиактивного слоя», а глубже, как отмечалось ранее, принимались во внимание данные о плотности, полученные по начальной скоростной модели среды. Особенности такого подхода, вызванные необходимостью хотя бы приближенного учета петроплотностных данных о поверхностных комплексах пород в начальном приближении модели, накладывают некоторый отпечаток на результирующую плотностную модель, детали которого мы обсудим ниже.

При решении прямой и обратной задачи в качестве нормальной плотностной модели использовалась модель ПМЗ-К и ее гравитационное поле [по: Картвелишвили, 1983]. Полученное разностное поле использовалось при решении трехмерной обратной задачи гравиметрии. Плотностная модель земной коры строилась на основе решения обратной трехмерной задачи гравиметрии в сферической постановке с учетом реального рельефа. Исходными данными служили разностное гравитационное поле и сейсмогеологическая модель региона. При решении обратной задачи была принята сетка: $0,25^\circ$ по широте, $0,25^\circ$ по долготе и 5 км по глубине. Итоговая невязка плотностной модели по гравитационному полю составила $\pm 2,4$ мГал. Рассчитанная трехмерная плотностная модель земной коры региона приведена на рис. 2.44–2.46 в виде погоризонтных срезов плотности для ряда расчетных уровней.

Отметим также, что в целом построенная плотностная модель обладает изостатической скомпенсированностью, что, разумеется, является следствием специальных ограничений, заложенных в процедуру решения обратной задачи гравиметрии, и гарантирует отсутствие значимых величин массовых сил на нижней границе области моделирования.

2.5.3. Геолого-геофизическая модель земной коры

На самом верхнем уровне модели (рис. 2.44) диапазон рассчитанных значений плотности пород изменяется от 2,52 до 2,88 г/см³ при среднем значении плотности, составляющем 2,69 г/см³, что соответствует региональным петрофизическим данным. На фоне этих средних значений плотности четко просматриваются области повышенных и пониженных значений. Аномалии относительного повышения плотности связаны с размещением высокоплотных пород: габбро-анортозитов и гранулитов

Колвица-Умбинского пояса, расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов и насыщенных основными метавулканитами разрезов палеопротерозойских осадочно-вулканогенных и архейских зеленокаменных поясов. Менее значительные аномалии связаны с породами Свекофеннского аккреционного комплекса.

Заметим, что конфигурация и размеры аномалий повышенных значений плотности во многом обусловлены исходной петроплотностной моделью, дискретное представление которой, в рамках заданной сетки расчетов, не может достоверно отображать объекты размером менее примерно 20–25 км. Тем не менее некоторое повышение плотности проявляется и для небольших по ширине высокоплотных объектов при условии, что они имеют относительно большие размеры по простиранию. Последнее замечание относится, например, к некоторым «локальным», в масштабе исследований, структурам зеленокаменных пород архея, вычисленная эффективная плотность которых меньше их реального петрофизического значения на поверхности, но при этом сама структура выявляется по тенденции повышения плотности.

Аномалии относительно пониженной плотности на верхнем уровне модели достоверно отмечают пространственное положение низкоплотных пород: гранитов рапакиви, располагающихся на юго-западе области моделирования, и гранитоидов Центрально-Лапландского комплекса на северо-западе области моделирования. Кроме того, область пониженной эффективной плотности выделяется в юго-восточной части области моделирования, где породы фундамента перекрыты осадочным чехлом платформы. По крайней мере, частично эта аномалия, по-видимому, также связана с гранитами-рапакиви.

На глубинах 5–10 км, являющихся по сути дела приповерхностными, поскольку они охватывают два самых верхних слоя сетки модели, плотность изменяется в диапазоне от 2,62 до 2,88 г/см³ при среднем значении плотности, составляющем 2,75 г/см³ (см. рис. 2.44). **Общей тенденцией** распределения плотности в верхней части коры является наличие области относительно ее повышенных значений (до 2,82–2,86 г/см³) в юго-западной части Карельского кратона и на прилегающей с запада территории Свекофеннской области. Напротив, восточная часть Карельского кратона на уровне глубин 5–10 км отличается существенно пониженными значениями плотности (до 2,68–2,72 г/см³), причем низкоплотная кора приблизительно подстилает область распространения палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов. Большие размеры области относительно пониженной плотности, по сравнению с размерами поясов, позволяют обоснованно предположить, что выявленная аномалия является объективной реальностью и отражает внутреннюю специфику строения верхней части коры Карельского кратона. Следует отметить, что изоденсы по мере перехода к более глубинным уровням постепенно смещаются к востоку, фиксируя пологий наклон поверхностей равной плотности в восточном и северо-восточном направлении.

На уровне глубин 5–10 км обращает на себя внимание отрицательная аномалия плотности, располагающаяся прямо под центральной частью палеопротерозойской Куолаярвинской структуры около северной границы области моделирования (см. рис. 2.44), выполненной преимущественно основными метавулканитами. Можно предполагать, что эта аномалия является «компенсационной», т. е. возникшей при решении обратной задачи гравиметрии в результате завышения мощности осадочно-вулканогенного комплекса в начальной плотностной модели. Таким образом, фактическая вертикальная мощность пород Куолаярвинской структуры представляется существенно меньшей, чем ее оценка по данным об усредненной мощности «гравиактивного слоя». По величине относительной отрицательной аномалии плотности можно определить, что суммарная вертикальная мощность метавулканитов не превышает 2–3 км, это подтверждают геологические данные [Куликов, Куликова, 2014].

На тех же глубинах (5–10 км) в верхней коре юго-западной части региона отчетливо просматривается аномалия относительно пониженной плотности, в диапазоне примерно 2,60–2,68 г/см³, которая однозначно отождествляется с глубинной частью Выборгского массива гранитов-рапакиви (см. рис. 2.41). Отметим, что по результатам плотностного моделирования глубинная часть массива располагается в 50–70 км к северо-западу от центра массива на поверхностном срезе, что демонстрирует его несимметричную в плане грибообразную пространственную форму.

Примечательной особенностью строения верхней коры региона на уровне 15–20 км является относительно слабая горизонтальная плотностная дифференцированность среды (см. рис. 2.44, 2.45), где общий диапазон изменения плотности примерно 2,78–2,92 г/см³ (см. рис. 2.44). **Вертикальный градиент** рассчитанной плотности пород здесь также незначительный: для уровня 15 км среднее значение плотности 2,83 г/см³, а для 20 км – около 2,87 г/см³.

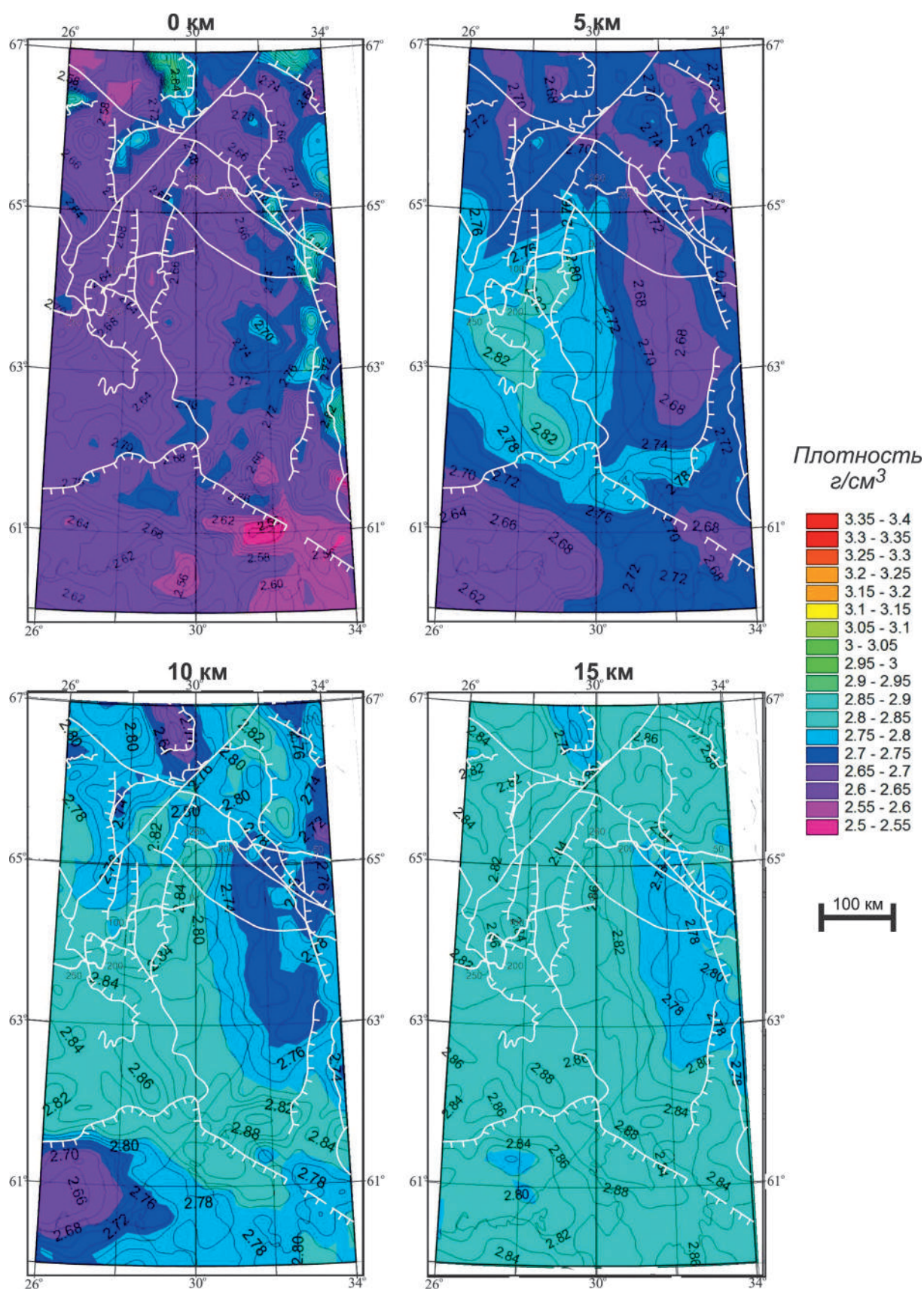


Рис. 2.44. Распределение плотности в земной коре (показаны контуры геологических структур)

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

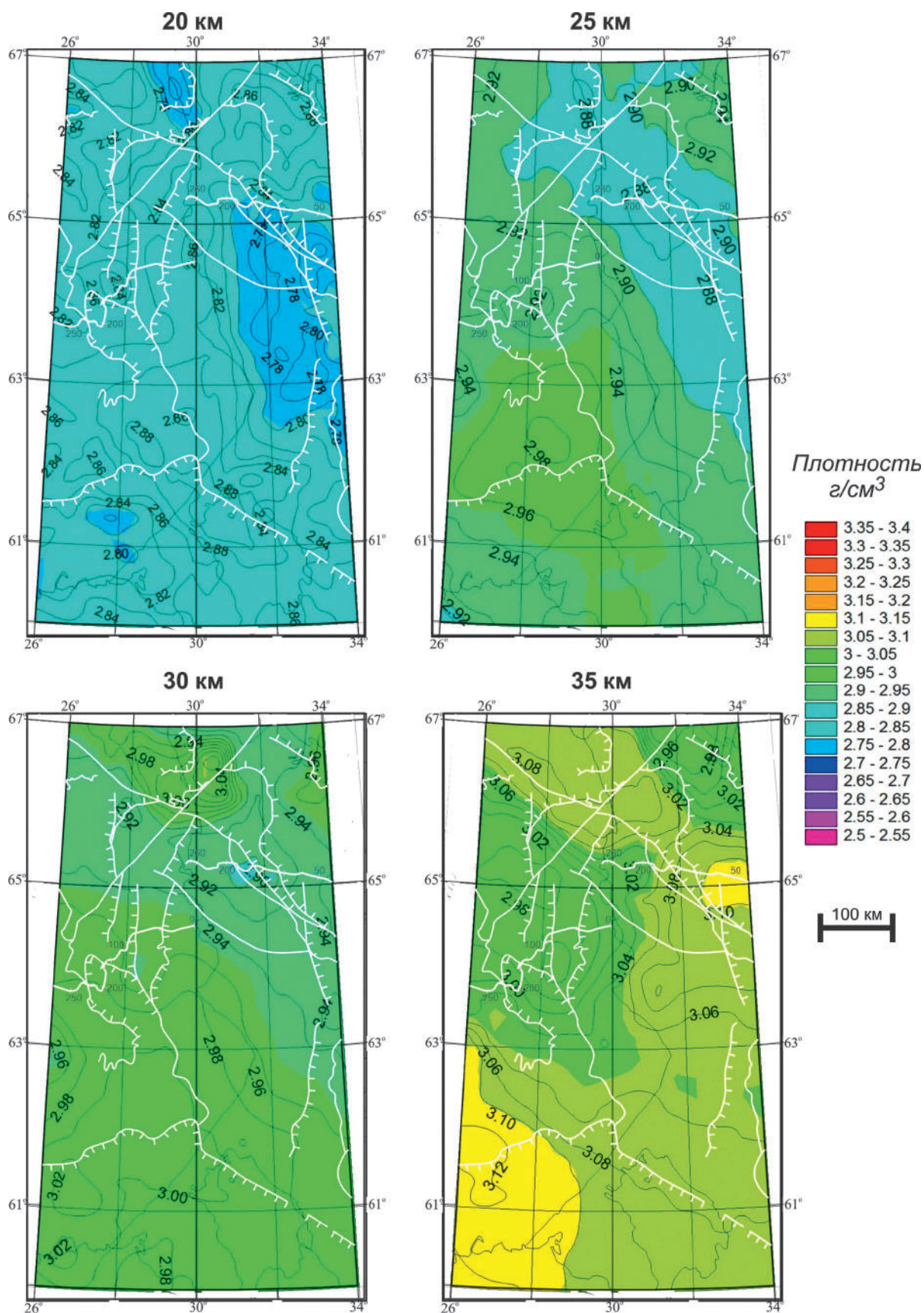


Рис. 2.45. Распределение плотности в земной коре (показаны контуры геологических структур)

Но даже при таких слабовыраженных чертах плотностной дифференциации среды, в модели отмечается некоторая тенденция снижения плотности коры Карельского кратона с юго-запада на северо-восток. Особенно это становится заметным на уровне 20 км, где относительно низкоплотные породы занимают почти всю площадь Карельского кратона, и только на западе область относительно повышенной плотности располагается в коре Свекофеннского аккреционного орогена.

В области средней коры, на глубинных уровнях 25–30 км (см. рис. 2.45), диапазон изменения плотности составляет примерно 2,88–3,04 г/см³, причем здесь четко проявлена тенденция относительного понижения плотности коры Карельского кратона (до 2,88–2,94 г/см³) в северо-восточном направлении. Прилегающие к нему с востока породы Беломорского комплекса характеризуются относительным повышением плотности до величины 2,96–3,02 г/см³. В целом характер распределения аномалий плотности на уровне глубин 25–30 км позволяет высказать предположение, что под центральной частью архейского Карельского кратона в районе изолинии плотности примерно 2,93–2,95 г/см³ проходит западная граница глубинного положения пород свекофеннской коры (см. рис. 2.45). **Локальная область аномально повышенной плотности (до 3,04 г/см³) в северной части Карельского кратона, вероятно, имеет такую же геологическую природу, хотя на глубине 30 км и имеется некоторый разрыв в распространении пород повышенной плотности по горизонтали. Это предположение в принципе согласуется с результатами интерпретации сейсмического образа коры по профилю FIRE-1 (рис. 2.48), хотя погружение к востоку поверхностей равной плотности происходит в значительно меньшей степени в сравнении с наклоном поверхностей тектонических пластин аккреционного комплекса.**

На уровне нижней коры (на глубинах 35–45 км) вариация плотности пород лежит в диапазоне 2,98–3,26 г/см³ (см. рис. 2.45, 2.46), причем наиболее высокие значения плотности характерны для переходной зоны кора – мантия примерно на уровне границы Мохо. Примечательной особенностью плотностной модели нижней коры является аномальная область относительно пониженной плотности (до 2,98–3,02 г/см³), расположенная на глубинном уровне 35 км под западной частью Карельского кратона. На глубинном уровне 40 км эта аномальная область пониженной плотности значительно уменьшается в размерах (рис. 2.46). Аналогичные закономерности проявляются и на более глубоких срезах модели, что позволяет говорить об их систематическом характере.

В самой нижней части коры, на глубинах 40–45 км (см. рис. 2.46), области с плотностями пород в диапазоне 3,15–3,25 г/см³ относятся к переходной зоне кора – мантия («коро-мантийная смесь?»), которая в нашей сетке дискретизации модели по вертикали, составляющей 5 км, не позволяет однозначно определить положение границы Мохо по аномальной плотности. Заметим, что величина плотности больше 3,30 г/см³ достоверно относится к породам верхней мантии региона. На глубинах 50–60 км (см. рис. 2.46) область развития типичных мантийных пород занимает практически весь регион моделирования, за исключением относительно небольшой области аномально глубокого положения границы Мохо, которое достоверно установлено по данным ГСЗ [Grad et al., 2009] под сопредельной с Карельским кратоном частью Свекофеннского аккреционного орогена.

В заключение данного раздела отметим, что плотностная модель коры и верхней мантии региона, опирающаяся на данные глубинных сейсмических исследований, результаты геотермического моделирования, сведения о плотности пород на дневной поверхности, а также на установленные соотношения плотность – скорость для типичных пород земной коры Фенноскандии, позволяет соотносить области различной плотности в коре с реальными геологическими объектами в земной коре региона.

2.5.4. Сопоставление плотностной модели и данных МОГТ по профилям

Представленная в предыдущих разделах сейсмо-плотностная модель коры и верхней мантии региона демонстрирует генерализованную картину распределения плотности пород, поскольку трехмерная сеть решения обратной задачи не отличается высокой пространственной разрешимостью. Тем не менее полученные результаты плотностного моделирования показывают некоторые общие черты реальных и предполагаемых геологических объектов, располагающихся на различных уровнях в земной коре и верхней мантии региона.

Представляется интересным сопоставить данные сейсмо-плотностного моделирования с материалами, полученными в результате геологической интерпретации детальных работ МОГТ по профилям 4В [Mints et al., 2009; Минц и др., 2010] и FIRE-1 [по: Минц и др., 2010] и интерпретации сейсмического образа коры, представленного в [Kukkonen, Lahtinen, 2006]), которые, как упоминалось выше, не включались в исходную скоростную и плотностную модели изучаемой среды (рис. 2.47, 2.48).

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

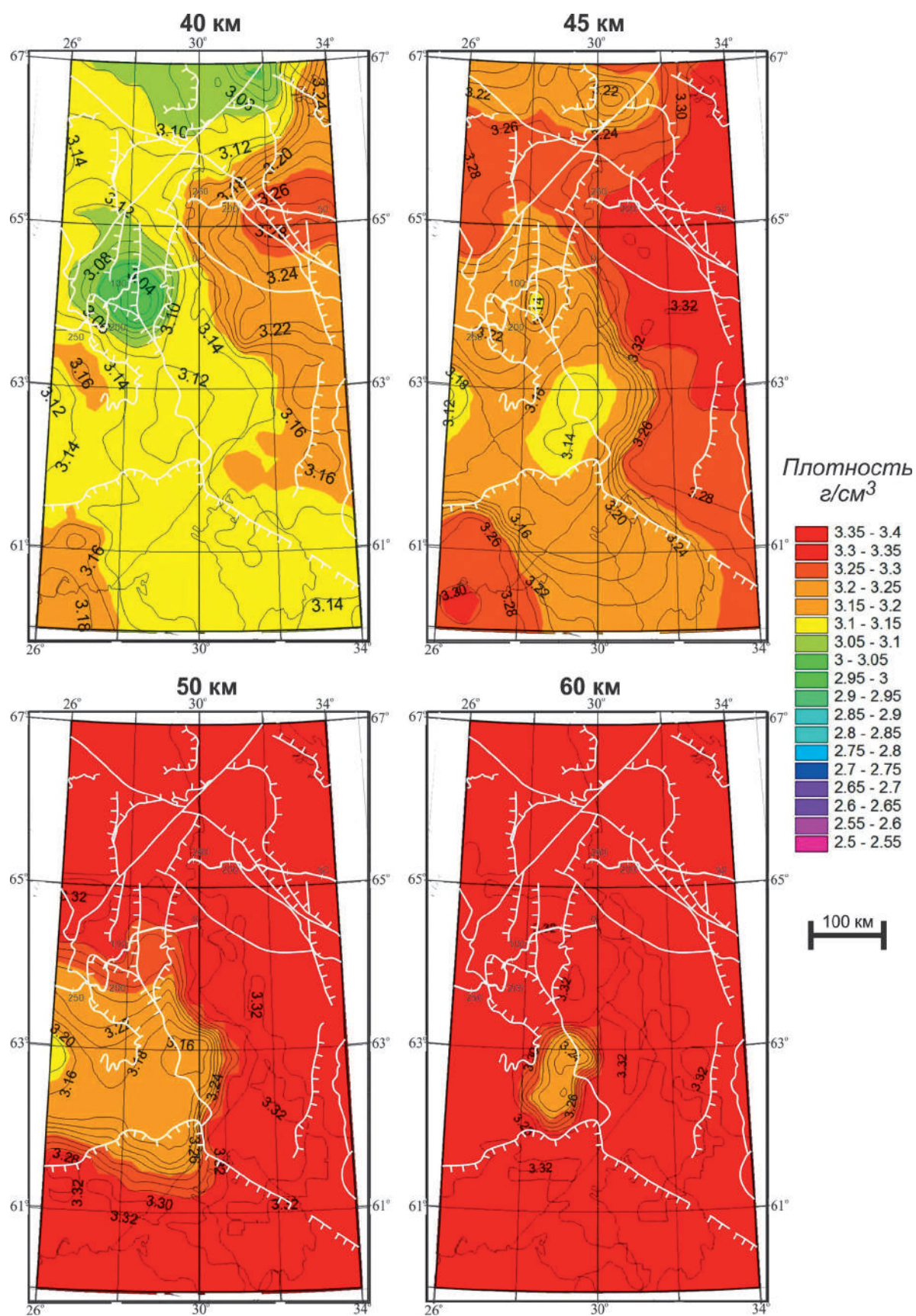


Рис. 2.46. Распределение плотности в земной коре (показаны контуры геологических структур)

Следует заметить, что оба профиля в преобладающей части ориентированы вдоль изоденс на рис. 2.44–2.46, поэтому особенности поведения плотностных границ, охарактеризованные в предыдущем разделе, не нашли отражения на плотностных разрезах в рис. 2.47 и 2.48.

Сопоставление геологических и плотностных разрезов по профилям 4В и FIRE-1 демонстрирует прежде всего несогласованность плотностных и, соответственно, скоростных границ в коре с геологическими и тектоническими границами, разделяющими разнотипные и разновозрастные геологические комплексы. Подобные соотношения зафиксированы многократно, и упоминание о них является в целом «общим местом» [Чекунов и др., 1993; White et al., 2000]. Тем более интересны и важны для дальнейшего обсуждения свидетельства частичной согласованности этих границ. На разрезе по профилю 4В (см. рис. 2.47) наблюдаются: 1) отдельные участки относительно низкоплотных пород (менее $2,70 \text{ г/см}^3$) в верхней части коры, контуры которых приблизительно следуют геологическим границам, выделенным на сейсмическом образе коры; 2) погружение изоденсы $2,85 \text{ г/см}^3$ в средней коре с глубины 15 км на глубину 20 км, где размещены овалы акустически прозрачные области, которые ранее [Mints et al., 2009; Минц и др., 2010] были проинтерпретированы в качестве гранитоидных плутонов; 3) резкое перемещение кверху изоденс в участках, где ранее были зафиксированы структуры взбросо-надвигового типа (районы пикетов 60, 110 и 170 км); 4) погружение изоденсы $3,15 \text{ г/см}^3$ в интервале между пикетами 160 и 270 км. На разрезе по профилю FIRE-1 (рис. 2.48) при общем субгоризонтальном положении изоденс: 1) в нескольких участках надвиго-поддвиговых дислокаций в коре наблюдаются характерный рисунок изоденс, согласованный с геологической структурой (районы пикетов 30, 50–70, 120, 170, 215 и 330 км на различных глубинах; 2) значительное, на 10–15 км, погружение изоденсы $3,15 \text{ г/см}^3$ на участке между пикетами 215 и 330 км.

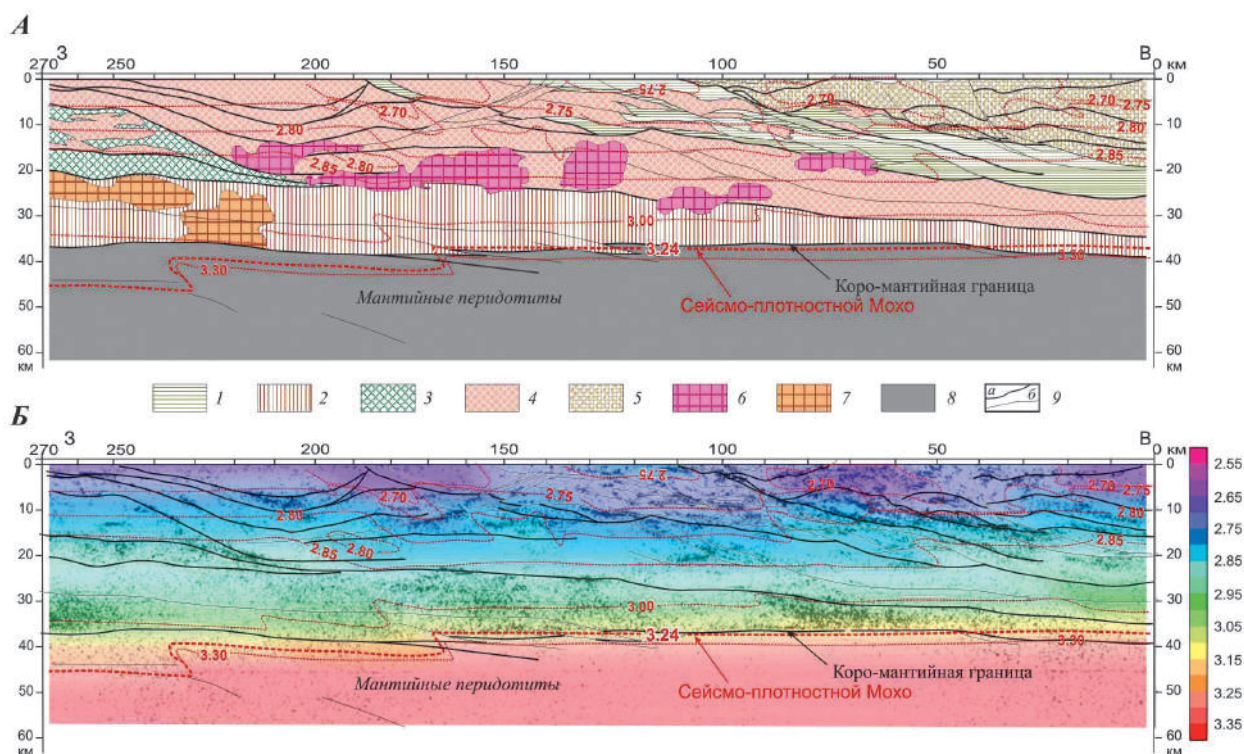


Рис. 2.47. Разрез по профилю 4В: наверху – геологический разрез, полученный в результате геологической интерпретации сейсмического образа коры (упрощенно по: [Mints et al., 2009; Минц и др., 2010]), внизу – сечение трехмерной плотностной модели с нанесенными главными тектоническими границами, представленными на геологическом разрезе:

1–2 – **палеопротерозой**: 1 – осадочно-вулканогенные пояса, 2 – гранулит-базитовый комплекс пород нижней коры; 3–5 – **архей**: 3 – породы зеленокаменных поясов, преимущественно вулканы основного состава, 4 – Кухмо-Сегозерский гранито-гнейсовый комплекс с включениями метавулканитов и метаосадков, 5 – Хетоламбинский гранит-зеленокаменный комплекс; 6–7 – **плутоны**: 6 – в средней коре, предположительно гранитоиды, 7 – в нижней коре, предположительно габброиды и габбро-анортозиты; 8 – мантия; 9 – разломы, преимущественно взбросо-надвигового типа: главные (а) и второстепенные (б)

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Напомним, выше было показано, что в коре Карельского кратона изоденсы по мере перехода к более глубинным уровням постепенно смещаются к востоку, фиксируя пологий наклон поверхностей равной плотности в восточном и северо-восточном направлении. Аналогичное направление погружения, но под более значительными углами демонстрируют и элементы региональной геологической (тектонической) структуры.

Морфология плотностного образа коро-мантийной границы, как следует из сопоставления плотных и геологических разрезов по профилям FIRE-1 и 4В, зависит от геологического строения коры в пограничной области и собственно от строения раздела кора – мантия. На геологическом разрезе по профилю FIRE-1 (см. рис. 2.48) эта граница имеет сложное зубчатое начертание, которое определяется последовательным погружением в мантию тектонических пластин аккреционного комплекса и «растворением» сейсмического образа этих пластин в мантии (обсуждение природы «растворения» выходит за рамки этого раздела). Плотностная граница между корой и мантией, в качестве которой можно принять изоденсу $3,15 \text{ г/см}^3$, характеризуется плоским начертанием, которое осложняется серией ступенеобразных изгибов. Размещение наиболее отчетливых изгибов непосредственно связано с участками погружения в мантию пластин аккреционного комплекса. В юго-западной части рассматриваемого участка профиля между пикетами 215 и 330 км, где сейсмический образ демонстрирует свидетельства проникновения пластин аккреционного комплекса на глубину более 60 км [Kukkonen, Lahtinen, 2006; Минц и др., 2010], изоденса $3,15 \text{ г/см}^3$ также достигает глубины 60 км при том, что интервал по глубине между «коровыми» изоденсами $3,10$ и $3,15 \text{ г/см}^3$ увеличивается с 1–2 до 10–15 км. На профиле 4В (см. рис. 2.47), где основание коры образовано четко прослеживаемым нижнекоровым «слоем» (зоной «рефлективити»), перепад плотности приблизительно на уровне изоденсы $3,15 \text{ г/см}^3$ сопряжен с основанием этого «слоя» на глубине 40 км и имеет простую плоскую морфологию. Увеличение глубины границы кора – мантия в западной части профиля, очевидно, связано с теми же причинами, что и участки погружения коро-мантийной границы по профилю FIRE-1.

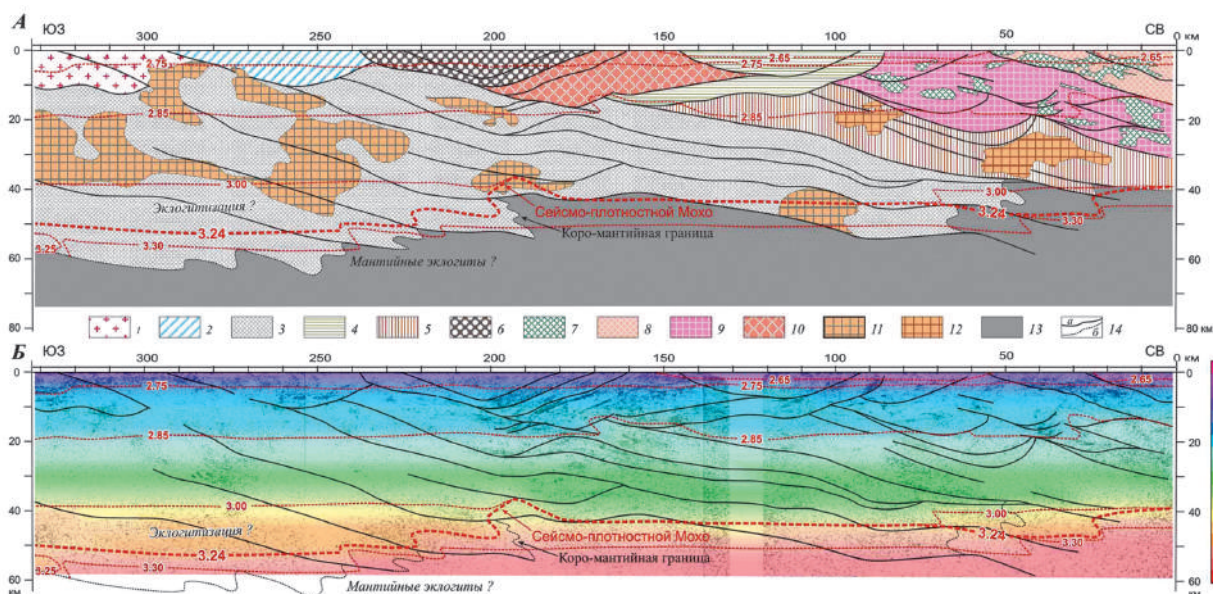


Рис. 2.48. Разрез по профилю FIRE-1: сверху – геологический разрез, полученный в результате геологической интерпретации сейсмического образа коры (упрощенно по: [Минц и др., 2010]), внизу – сечение трехмерной плотностной модели с нанесенными главными тектоническими границами, представленными на геологическом разрезе:

1–5 – **палеопротерозой**: 1–3 – свекофенский аккреционный ороген: 1 – гранитоиды Центрально-Финляндского плутона, 2–3 – аккреционный комплекс: пояс Саво (2), тектонические пластины, перекрытые гранитоидами Центрально-Финляндского плутона (3); 4 – осадочно-вулканогенные пояса, 5 – гранулит-базитовый комплекс пород нижней коры; 6–9 – **архей**: 6 – гранулит-гнейсовый комплекс Варпаисъярви, 7 – породы зеленокаменных поясов, преимущественно вулканиды основного состава, 8–9 – гранито-гнейсовые комплексы: Кухмо-Сегозерский (8), Кьянта (9), Рануа-Иисалми; 10 – Хетоламбинский гранит-зеленокаменный комплекс; 11–12 – плутоны: 11 – в аккреционном комплексе, предположительно гранитоиды, 12 – в палеопротерозойском нижнекоровом комплексе, предположительно габброиды и габбро-анортозиты; 13 – мантия; 14 – разломы, преимущественно взбросо-надвигового типа

Заключение. Суммируя результаты исследования, приходим к нескольким важным выводам.

1. Расчетные плотностные характеристики пород в верхней части модели земной коры достаточно хорошо соответствуют результатам лабораторных измерений образцов соответствующих пород, что свидетельствует о непротиворечивости плотностного моделирования по комплексу использованных геолого-геофизических данных. При этом поверхностные геологические структуры, достаточно дифференцированные по плотности, уверенно выделяются в результатах плотностного моделирования.

2. Выявленные в модели субгоризонтальные границы, фиксирующие постепенное изменение плотностных характеристик коры с глубиной (изоденсы или изоплотностные поверхности), систематически пересекают преимущественно наклонные границы геологических комплексов, выделяемых по данным ОГТ. Лишь на отдельных участках наблюдаются признаки частичной взаимозависимости плотностных границ и границ геологических комплексов.

3. С глубиной происходит уплотнение пород, сопровождающееся частичным нивелированием различий между плотностными характеристиками пород различного состава, что согласуется и с результатами измерения плотности образцов под давлением [Баюк, Дьяур, 1987; Коболев и др., 2010]. Генерализованные соответственно масштабу моделирования плотностные границы, которые демонстрируются изоденсами, располагаются приблизительно параллельно поверхности современного рельефа. Следовательно, уплотнение пород произошло позднее последовательности тектонических событий и связанных с ними деформаций и метаморфических преобразований, которые определили состав и структурный облик коры, а также в условиях современного или близкого современному эрозионного среза. Достаточно очевидно, что решающим фактором уплотнения могло быть только литостатическое давление в коре. Локальное значение должны были иметь такие варьирующие по интенсивности и значимости факторы современного или близкого современному состояния коры, как тепловые потоки, зоны разрядки напряжений, вариации тектонических напряжений и литостатического давления, связанные с размещением в коре плотностных неоднородностей.

4. Природа уплотнения пород под воздействием литостатического давления, которое является важнейшим фактором состояния континентальной коры, пока недостаточно изучена. Учитывая, что это уплотнение в древних породах определяется именно современным или близким современному состоянием коры в платформенной области, приходится исключить из числа возможных причин такой часто упоминаемый фактор, как метаморфические преобразования. Несомненно, важную роль должно играть закрытие трещин и пор, удаление заключенных в них растворов и флюидов. Однако только эти факторы не в состоянии обеспечить столь значительное уплотнение пород. Следует также учитывать, что обсуждаемое изменение плотности пород, очевидно, является обратимым, поскольку сходным распределением плотностей в коре характеризуются также и области молодых тектонических и геоморфологических структур. Для выяснения природы глобального процесса уплотнения коры необходимы дальнейшие исследования.

5. Ступенеобразные изгибы изоденс, фиксирующие нарушения простой зависимости плотности пород от глубины, отчетливо связаны с участками значительных структурных неоднородностей. Можно предположить, что эти изгибы отмечают своеобразные реликты первичного распределения значений плотности пород в коре. Однако более вероятным нам представляется другое объяснение: эти нарушения возникли в самое недавнее время уже после завершения процесса уплотнения пород. Особенности размещения этих нарушений, по-видимому, указывают на то, что разрядка современных напряжений в коре происходит с использованием древних контрастных тектонических поверхностей.

2.6. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВОКНАВОЛОКСКОГО БЛОКА

2.6.1. Геофизическая характеристика

Вокнаволоцкий блок, известный также как Войницкий, является уникальной структурой в составе восточной части Фенноскандинавского щита, отчетливо выделяющейся характерным сочетанием изометрических физических полей: положительного гравиметрического и положительного, но резко переменного магнитного (рис. 2.49, 2.50). Судя по характеру физических полей и имеющимся геологическим данным, блок имеет продолжение на территории Финляндии. Общая площадь блока составляет более 4000 км², порядка 3000 км² приходится на его российскую часть.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

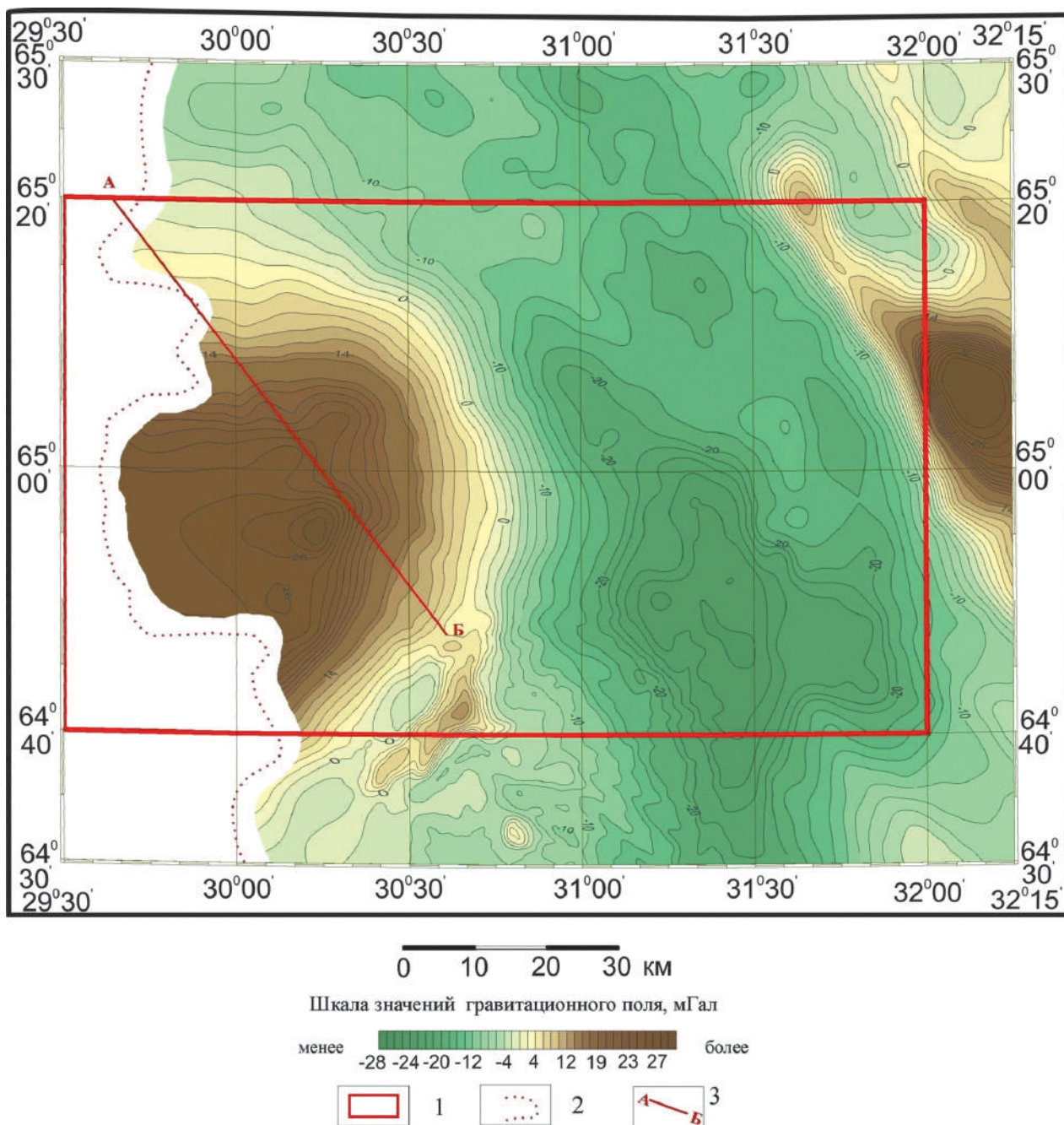


Рис. 2.49. Карта поля силы тяжести по листам Q-35-XXX, Q-36-XXV, XXVI, с обрамлением (по материалам гравиметрической съемки масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000):

1 – контур листов Q-35-XXX, Q-36-XXV, XXVI, 2 – Государственная граница, 3 – линия геолого-геофизического разреза

Положительная аномалия силы тяжести диаметром 40–50 км имеет зональное строение с гравиметрическим максимумом интенсивностью от 14 до 26 мГал, сменяющимся по периферии дугообразной зоной слабо положительных аномалий, постепенно переходящих в отрицательные аномалии. Зональность гравиметрического поля находит подтверждение в особенностях геологического строения Вокнаволоковского блока: центральная, как бы ядерная часть его, имеет существенно диорит-тоналитовый состав, за ней сохраняется это название или батолит, а периферическая существенно плагиогранитовая часть блока выделяется в качестве Лабукской дугообразной зоны. Граница между указанными частями блока является в значительной степени условной как в геофизическом, так и в геологическом аспектах.

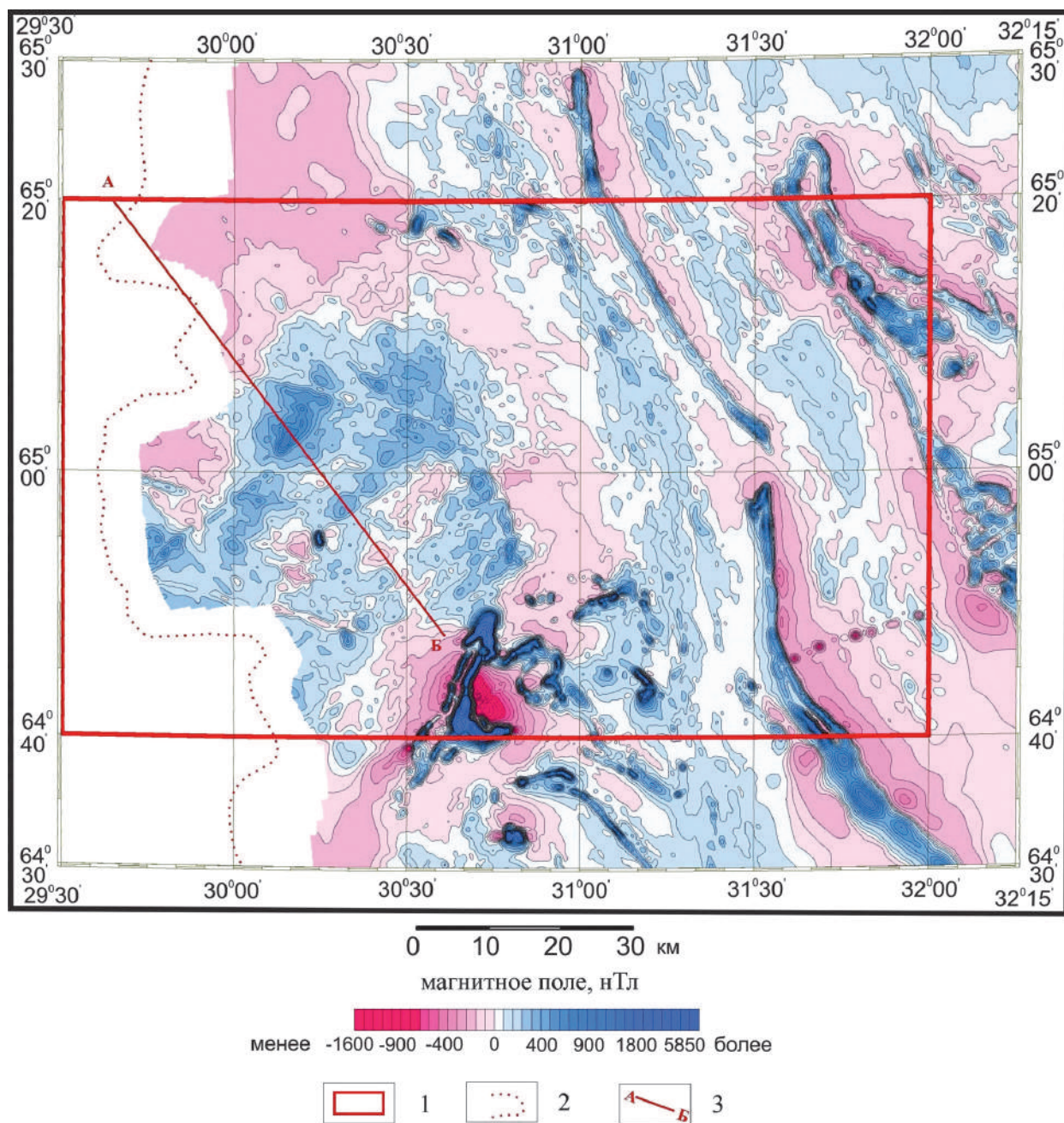


Рис. 2.50. Карта аномального магнитного поля по листам Q-35-XXX, Q-36-XXV, XXVI с обрамлением (по материалам аэромагнитной съемки масштабов 1 : 50 000 и 1 : 25 000):

1 – контур листов Q-35-XXX, Q-36-XXV, XXVI, 2 – Государственная граница, 3 – линия геолого-геофизического разреза

Аномалия силы тяжести осложнена локальными положительными аномалиями изометричной и овальной формы размером 6–14 км, тяготеющими к восточной части блока. По-видимому, они связаны с выходящими и не выходящими на дневную поверхность габброидами и пироксенсодержащими кристаллосланцами. Наиболее интенсивная гравитационная аномалия, располагающаяся в центральной части Вокнаволоцкого батолита, и совпадающая с ней высокоинтенсивная магнитная аномалия, по-видимому, фиксируют массив ультраосновных пород, из-за плохой обнаженности не имеющий пока геологического подтверждения. В южной половине блока выделяется несколько относительно отрицательных аномалий силы тяжести, которые соответствуют участкам интенсивной мигматизации и брекчирования пород диорит-тоналитового комплекса и широкого развития массивов лейкогранитов.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Резко дифференцированное магнитное поле интенсивностью от 100 до 1000 нТл отражает реальную, в целом высокую, магнитную восприимчивость пород, слагающих Вокнаволоцкий блок. На востоке и юго-востоке границы магнитной аномалии носят градиентный характер, примерно совпадая с зонами высоких градиентов гравиметрического поля, что, по всей видимости, свидетельствует о тектоническом характере контактов блока на этих участках. На западе и северо-западе аномалии магнитное поле приобретает сложный изрезанный характер, что, вероятно, отражает постепенную смену высокомагнитных пород диорит-тоналитового комплекса слабо- или немагнитными мигматит-плагиогранитами. Обширная магнитная аномалия осложнена линейными зонами протяженных положительных магнитных аномалий, преимущественно северо-западного и в меньшей степени северо-восточного направлений. Они фиксируют тектонические нарушения и часто приурочены к ним дайки высокомагнитных основных пород, по-видимому, раннекарельского возраста.

Строение верхней части земной коры для Вокнаволоцкого блока до глубины 6 км показано на геолого-геофизическом разрезе (рис. 2.51) и на геофизическом разрезе, построенном по результатам обработки гравитационного поля методом «последней фильтрации» (рис. 2.52). Оба разреза построены по материалам геофизической основы листов Q-35-XXX, Q-36-XXV, XXVI с использованием комплексной петроплотностной и петромагнитной модели земной коры. Разрезы пересекают Вокнаволоцкий блок с северо-запада на юго-восток на протяжении 75 км. Моделирование осуществлялось с помощью программы GeoModel. Гравиметрические и магнитометрические данные вдоль линии разреза, изображенного на рис. 2.51, были извлечены из соответствующих матриц поля силы тяжести и аномального магнитного поля. Геологическая среда в модели представлена в виде блоков, которым приписывались петрофизические свойства: плотность и магнитная восприимчивость, характерные для определенных пород рассматриваемой площади. Результаты решения прямой геофизической задачи от совокупности таких блоков сравнивались с исходными полями. Критерием корректности выбранной модели служило достигнутое в результате моделирования совпадение исходных и расчетных кривых аномального магнитного поля и поля силы тяжести по линии разреза.

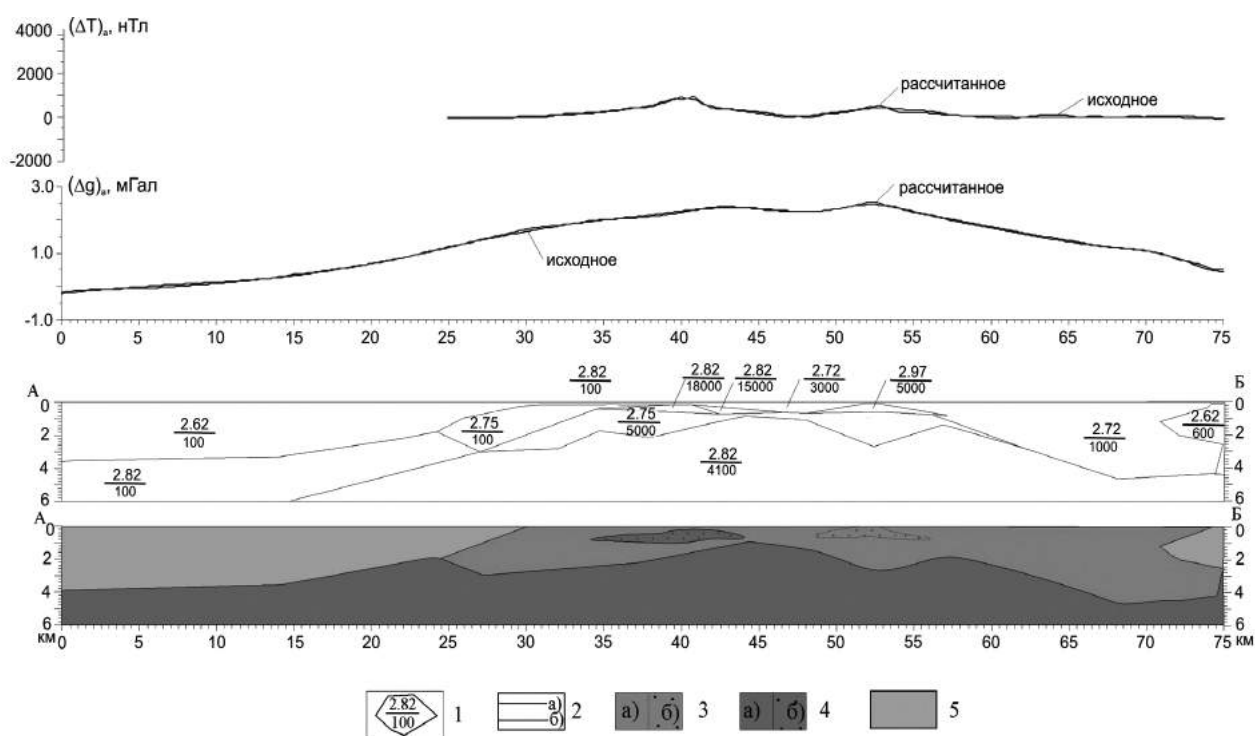


Рис. 2.51. Геолого-геофизический разрез по линии А–Б на рис. 2.49, 2.50:

1 – полигоны, использованные при моделировании аномальных магнитного поля и поля силы тяжести. Значения принятых петрофизических параметров: в числителе – плотность ($\rho \times 10^3 \text{ кг/м}^3$), в знаменателе – магнитная восприимчивость ($\chi \times 10^{-5} \text{ ед. СИ}$); 2 – геофизические поля: а) исходные, б) рассчитанные. Геологические образования на геолого-геофизическом разрезе. Породы войницкого диорит-эндербит-тоналитового комплекса: 3 – среднекислого состава: а – среднемагнитные, б – высокомагнитные; 4 – основного состава: а – слабо- и среднемагнитные, б – высокомагнитные; 5 – мигматит-плагиограниты

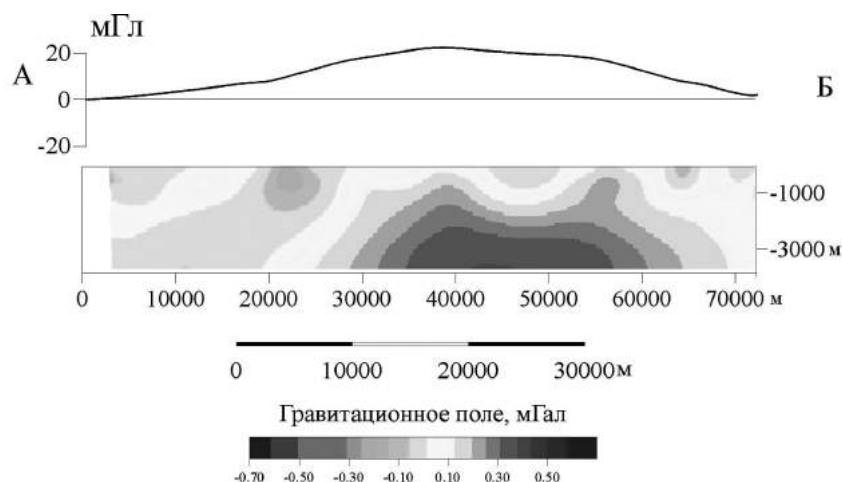


Рис. 2.52. Геофизический разрез по результатам обработки гравитационного поля методом «последовательной фильтрации»

Породы Вокнаволоцкого блока при моделировании разделены по плотности на две группы: верхняя часть блока сложена породами диорит-тоналитового ряда со средней плотностью 2,72–2,75 г/см³ (облегченный диоритовый слой, по Л.П. Свириденко), а нижняя часть – пироксенсодержащимися кристаллосланцами и габброидами со средней плотностью 2,82 г/см³. Породы верхнего «слоя» развиты в интервале 25–75 км до глубины 2–4,5 км, сменяясь к северо-западу и юго-востоку мигматит-плагиигранитами со средней плотностью 2,62 г/см³, выходящими на дневную поверхность и прослеживающимся на глубину до 4 км. Магнитная восприимчивость пород Вокнаволоцкого блока по большей части повышенная, но переменная и моделируется в интервале значений 0,001–0,176 ед. СИ. Наиболее высокомагнитные породы выделяются в верхней части земной коры примерно до глубины 1 км.

По модельным построениям и геофизическому разрезу (см. рис. 2.51, 2.52) устанавливается куполовидное глубинное строение Вокнаволоцкого блока с пологим погружением к северо-западу и юго-востоку. Наблюдаемая на разрезах картина соответствует зональному строению Вокнаволоцкого блока, установленному по геологическим данным на современном эрозионном срезе: с центральной существенно диорит-тоналитовой частью и обрамляющей ее мигматит-плагиигранитовой зоной. Наиболее тяжелые породы основного состава, создающие интенсивную региональную гравиметрическую аномалию, залегают на глубине не менее 1 км и лишь узко локально достигают современного эрозионного уровня.

2.6.2. Результаты геохронологических исследований

Исследования проводились в рамках работы по оценке геологической, геофизической, геохимической изученности Костомукшской площади и обоснования проведения геологического доизучения территории с последующим составлением и подготовкой к изданию Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 [Корсакова и др., 2012].

В ходе проведения рекогносцировочных работ в 2012 г. было отобрано 6 проб для определения геохронологического возраста из различных по составу гранитоидов, являющихся типичными для Вокнаволоцкого блока, а также находящихся в его северном обрамлении.

Методика исследований. Монофракции циркона выделены в лаборатории ИГГД РАН (С.-Петербург). U-Pb изотопный анализ кристаллов циркона (с предварительным изучением внутреннего строения и морфологии зерен в оптике и катодолюминесценции) выполнен в Центре изотопных исследований ФГУП ВСЕГЕИ (С.-Петербург) на ионном микрозонде SHRIMP-II. Данные обрабатывались согласно процедуре, описанной в [Williams, 1998] с использованием программ обработки SQUID [Ludwig, 2000] и Isoplot/Ex [Ludwig, 2001]. U-Pb отношения нормализовались на отношение 0,0665 для Pb/U в стандартном цирконе TEMORA, соответствующем возрасту $416,7 \pm 1,30$ млн лет [Black et al., 2003].

Места отбора проб показаны на схеме тектонического районирования (рис. 2.53), их химические составы приведены в табл. 2.2, результаты U-Pb изотопно-геохронологических исследований приведены в табл. 2.2 и на рис. 2.54–2.59.

Условные обозначения

Структуры I-III порядков и их номера (цифры в кружках)

ЗКЗ - Западно-Карельская структурно-формационная зона





- ① Войницкий саамско-лопийский блок
- ①-1 Вокнаволоцкий тоналит-диоритовый батолит
- ①-2 Лабугская плагиогранитовая дугообразная зона
- ② Корпийярви-Кентозерский позднелопийский гранитоидный блок
- ②-1 существенно мигматит-гранитовый
- ②-2 существенно плагиогранитовый
- ③ Костомукшский среднелопийский зеленокаменный пояс
- ④ Гимольская позднелопийская гнейсо-сланцевая интеркратонная впадина
- ⑤ Охтанъярви-Нюкозерский лопийский метаморфический (первично вулканогенно-осадочный) пояс

ЦКЗ - Центральная-Карельская структурно-формационная зона

- ⑥ Чирко-Кемская раннекарельская грабен-синклиналь
- ⑥-1 Регорярвинская структура
- ⑥-2 Луусалминская структура
- ⑥-3 Пуштосъярвинская структура
- ⑦ Куйтозерский позднелопийский гранитоидный блок
- ⑦-1 существенно мигматит-гранитовый
- ⑦-2 существенно плагиогранитовый
- ⑧ Таташъярвинская раннекарельская грабен-синклиналь

ВКЗ - Восточно-Карельская структурно-формационная зона

- ⑨ Шомбозерский раннекарельский синклиорий (фрагмент)
- ⑩ Ялреченский позднелопийский гранитоидный блок

-  Границы между структурно-формационными зонами
-  Главные разрывные нарушения и зоны разрывных нарушений
-  Прочие разломы
-  Границы структур II-III порядков

- $\frac{2716 \pm 13}{1002/1}$ Места отбора проб на геохронологический возраст: в числителе – возраст (млн лет), определенный U-Pb методом (SHRIMP-II), по Zr, в знаменателе – номер пробы

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Результаты исследований. Ниже приводятся краткая петрографическая характеристика изученных пород и описание проанализированных цирконов.

Порфирированный плагиогранит биотитовый (проба 3/1). В породе умеренно проявлен катаклаз: раздробление краевых частей и по редким трещинам вкрапленников плагиоклаза и таблитчатых зерен в основной массе с образованием тонкозернистого агрегата зерен полевого шпата, кварца и тонкочешуйчатого биотита; плагиоклаз соскюритизирован и пелитизирован.

Монофракция циркона представлена полупрозрачными, мутными, коричневатыми длиннопризматическими субидiomорфными зернами размером по вытянутой оси от 200 до 300 мкм с коэффициентом удлинения 2–3. В катодолюминесцентном изображении кристаллы имеют преимущественно слабое свечение, в центральных частях – тонко- и грубозональные, в краевых – более темные без признаков зональности (скорее всего области перекристаллизации) (рис. 2.54). Содержания U и Th несколько отличаются в центральных и краевых частях зерен. Для центральных участков характерны умеренные концентрации урана 142–300 мкг/г, хотя в одном случае повышаются до 506 мкг/г (вероятно там, где зерна уже в какой-то степени испытали перекристаллизацию), средние содержания тория (40–139 и в одном случае 205 мкг/г) и существенные вариации Th/U отношений (0,08–0,85) (табл. 2.2). В краевых (перекристаллизованных) частях содержания урана повышаются до 404–765 мкг/г, тория – остаются на том же уровне (70–199 мкг/г) и в целом снижаются Th/U отношения (0,18–0,27), что характерно для кристаллов, претерпевших метаморфизм.

Таблица 2.2. Составы гранитоидов Костомукшской площади

Компоненты	3/1	1000/1	1027/2	1010/1	1001/1
	1	2	3	4	5
SiO ₂	69,90	68,81	70,25	71,95	71,33
Al ₂ O ₃	17,20	15,96	16,63	15,62	16,30
TiO ₂	0,26	0,45	0,20	0,06	0,02
Fe ₂ O ₃	1,88	3,49	1,27	1,32	0,38
MnO	0,03	0,07	0,02	0,03	0,01
MgO	0,83	1,56	0,51	0,44	0,12
CaO	2,92	4,01	1,57	1,55	0,58
Na ₂ O	6,25	3,80	3,31	5,12	1,78
K ₂ O	0,73	1,85	6,24	3,90	9,48
Ba	290	440	1800	1600	3000
Rb	24	58	170	70	183
Sr	369	277	247	774	284
Cs	0,5	0,3	0,9	0,1	0,5
Zr	146	149	213	196	149
Hf	3,69	3,86	5,34	5,05	0,44
Y	2,7	5,6	9,2	7,2	1,6
Nb	4,5	5,1	6,4	0,9	0,7
Ta	0,5	0,3	0,2	< 0,1	< 0,1
Sc	5,58	9,71	6	8,53	3,6
La	18	24,1	20,1	14,8	23,8
Ce	29,2	43,7	44,5	32,9	44,2
Pr	2,81	4,74	5,24	4,34	4,49
Nd	8,65	16,2	19	17,9	14,3
Sm	1,09	2,43	4,21	3,85	2,6
Eu	0,61	0,83	1,03	0,81	1,72
Gd	0,83	2	3,32	2,78	1,55
Tb	0,095	0,27	0,44	0,35	0,14
Dy	0,49	1,26	2,02	1,66	0,44
Ho	0,1	0,21	0,34	0,27	0,06
Er	0,24	0,59	0,84	0,67	0,13
Tm	0,04	0,08	0,11	0,08	0,02
Yb	0,28	0,45	0,57	0,52	0,09
Lu	0,04	0,08	0,08	0,09	0,02
Th	9,6	6,3	5,3	0,8	8,4
U	1,3	0,8	0,7	0,4	0,3
ΣPЗЭ	62,48	96,94	101,80	81,02	93,56
LaN/YbN	46	38	25	20	190
Eu/Eu	1,96	1,15	0,84	0,76	2,62

Примечание. Главные элементы – в вес. %, редкие элементы – в мкг/г, все железо – в виде Fe₂O₃.

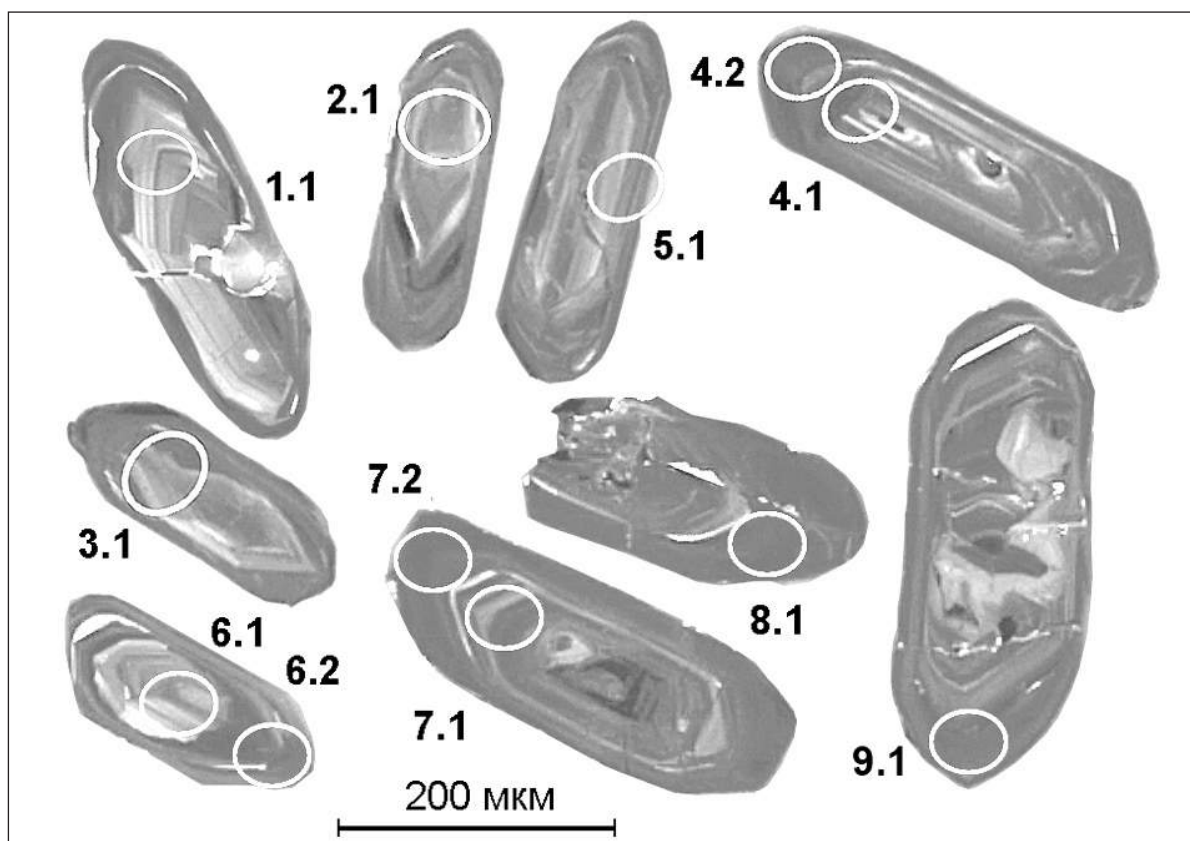
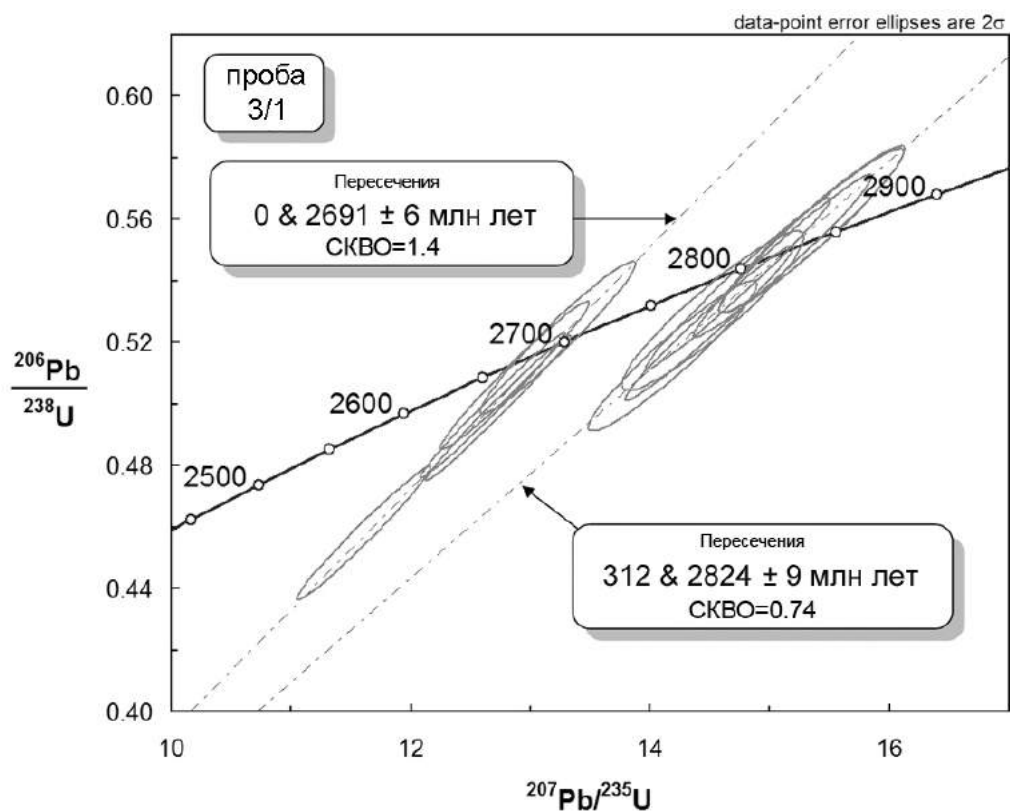


Рис. 2.54. Результаты U-Pb изотопно-геохронологических исследований

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Возраст кристаллизации по семи точкам (центр зерен) – субконкордантный и по верхнему пересечению составил 2824 ± 9 млн лет (см. рис. 2.54).

Возраст метаморфизма (по краевым частям пяти зерен) дискордантный, получен по верхнему пересечению дискордии с конкордией и имеет значение 2691 ± 6 млн лет.

Тоналит (эндербит) пироксен-амфибол-биотитовый полосчатый (проба 1002/1). Мощность пироксен-амфибол-биотит-плагиоклазовых полос 10–20 см, биотит-микроклин-плагиоклазовых – 1–3 см, без четкой границы между ними. В породе интенсивно проявлены вторичные процессы: микроклинный пироксен (диопсид) замещается буровато-зеленой роговой обманкой, по ней развиваются голубовато-зеленая роговая обманка и биотит, пироксен замещается также биотитом и карбонатом; плагиоклаз серицитизирован и карбонатизирован, т. е. в породе проявлен диафорез амфиболитовой фации, накладывающийся на гранулитовую фацию.

Акцессорный циркон представлен прозрачными и полупрозрачными бесцветными, желтоватыми и коричневатými зернами, изометрическими, субидiomорфными, размером 150–200 мкм, с коэффициентом удлинения 1–1,3. Католюминесцентное изображение демонстрирует умеренную и высокую степень свечения и трехфазное строение, обусловленное разной степенью свечения полос: серые центральные части с отчетливой, преимущественно секториальной зональностью, облегающие их тонкие светлые оболочки и краевые более мощные незональные темные оболочки (рис. 2.55). Возраст получен по центральным участкам зерен и по краевым темным оболочкам. В центральных участках содержания урана и тория в зернах циркона низкие – 29–97 мкг/г и 0,5–2 мкг/г соответственно, в оболочках концентрации повышаются до 229–431 мкг/г (U) и 13–52 мкг/г (Th) (табл. 2.3). Th/U отношения низкие в обоих случаях и составляют 0,01–0,05 (в центре) и 0,03–0,23 (в оболочках).

Получены конкордантные значения: возраст кристаллизации (по восьми зернам) равный 2716 ± 13 млн лет и возраст двух термальных событий со значениями 2705 ± 9 млн лет (в трех оболочках) и 2661 ± 11 млн лет (в двух оболочках) (см. рис. 2.55).

Таблица 2.3. U-Pb изотопные данные для цирконов из гранитоидов Вокнаволоцкого бл. и его обрамления

Проба_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, %)	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (погрешность, %)	Err corr
Порфириновый плагиогранит (проба 3/1)										
Центр зерна										
3/1_1.1	1,48	142	66	0,48	66	2815±13	3	14,53±2,1	0,53±2	0,930
3/1_2.1	0,13	243	139	0,59	115	2825±7	0	15,11±2	0,548±2	0,977
3/1_3.1	0,05	300	90	0,31	136	2824±6	4	14,49±2	0,526±2	0,982
3/1_4.1	0,44	249	205	0,85	120	2827±9	-1	15,35±2,1	0,556±2	0,960
3/1_5.1	0,06	323	76	0,24	150	2811±6	1	14,74±2,1	0,539±2,1	0,985
3/1_6.1	0,08	150	88	0,60	72	2826±10	-1	15,35±2,1	0,557±2	0,960
3/1_7.1	0,16	506	40	0,08	225	2822±10	5	14,19±2	0,516±1,9	0,953
Край зерна										
3/1_4.2	0,18	532	121	0,23	210	2688±6	11	11,61±2	0,458±1,9	0,983
3/1_6.2	1,00	404	70	0,18	183	2688±8	-1	13,23±2	0,522±1,9	0,968
3/1_7.2	0,14	560	141	0,26	246	2682±7	1	12,87±2	0,5094±1,9	0,980
3/1_8.1	0,05	751	194	0,27	322	2690±4	3	12,68±2	0,4996±1,9	0,991
3/1_9.1	0,03	765	199	0,27	328	2699±4	3	12,73±2	0,4988±1,9	0,991
Пироксен-амфибол-биотитовый тоналит (эндербит) полосчатый (проба 1002/1)										
Центр зерна										
1002/1_1.1	1,24	38	1	0,02	17,1	2700±30	1	13,19±2,9	0,517±2,2	0,778
1002/1_3.1	0,22	97	1	0,01	44,5	2713±12	-1	13,71±2,2	0,533±2,1	0,946
1002/1_4.1	0,20	50	1	0,02	22,6	2715±21	-1	13,59±2,5	0,527±2,1	0,859
1002/1_5.1	1,02	79	1	0,01	35,4	2721±18	2	13,31±2,3	0,515±2,1	0,886
1002/1_6.1	0,26	91	1	0,01	42,6	2713±12	-3	13,94±2,2	0,542±2,1	0,946
1002/1_7.1	0,52	29	1	0,02	13,2	2734±23	1	13,52±2,7	0,519±2,2	0,846
1002/1_8.1	0,52	41	2	0,05	18,7	2713±22	-1	13,7±2,5	0,532±2,2	0,855
1002/1_9.1	0,61	39	0	0,01	17,8	2710±21	-1	13,56±2,5	0,528±2,2	0,859
Оболочка										
1002/1_1.2	0,00	353	36	0,10	152	2661±6	1	12,53±2	0,5022±2	0,982
1002/1_9.2	0,40	316	47	0,15	137	2663±7	1	12,55±2,2	0,502±2,2	0,981
1002/1_10.1	0,00	229	52	0,23	101	2707±6	1	13,18±2	0,514±2	0,982
1002/1_11.1	0,00	388	13	0,03	174	2708±5	0	13,43±2	0,523±1,9	0,986
1002/1_12.1	0,01	431	48	0,11	192	2702±5	0	13,28±2	0,519±2	0,990

Глава 2. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Таблица 2.3 (окончание)

Проба_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, %)	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (погрешность, %)	Err corr
Биотитовый тоналит (проба 1000/1)										
Центр зерна										
1000/1_1.1	0,04	355	12	0,03	160	2711±13	0	13,44±1,5	0,5228±1,1	0,855
1000/1_2.1	0,00	1276	144	0,12	574	2712±4	0	13,45±1,1	0,523±1,1	0,973
1000/1_3.1	0,00	2193	48	0,02	1020	2717±4	-3	13,96±1,1	0,5412±1,1	0,979
1000/1_4.1	0,00	1345	88	0,07	620	2714±4	-2	13,83±1,1	0,537±1,1	0,974
1000/1_5.1	0,01	386	29	0,08	176	2717±6	-1	13,64±1,1	0,5289±1,1	0,944
1000/1_6.1	0,00	340	11	0,03	154	2715±7	0	13,52±1,1	0,5249±1,1	0,940
1000/1_7.1	0,00	1152	44	0,04	525	2716±4	-1	13,69±1,1	0,5308±1,1	0,971
1000/1_8.1	0,01	1976	27	0,01	924	2718±4	-3	14,05±1,1	0,5442±1,1	0,978
1000/1_9.1	0,00	1258	199	0,16	572	2714±4	-1	13,63±1,1	0,5292±1,1	0,973
1000/1_10.1	0,00	2216	34	0,02	1040	2716±4	-3	14,08±1,1	0,546±1,1	0,980
1000/1_11.1	0,00	1756	48	0,03	809	2717±4	-2	13,83±1,1	0,5364±1,1	0,977
Кайма										
1000/1_1.2	0,04	687	12	0,02	307	2708±6	0	13,33±1,2	0,5194±1,1	0,957
1000/1_6.2	0,00	903	32	0,04	414	2710±5	-2	13,71±1,1	0,5337±1,1	0,963
1000/1_12.2	0,01	1605	52	0,03	766	2710±5	-5	14,27±1,1	0,5554±1,1	0,971
Граносиенит биотитовый (проба 1027/2)										
Центр зерна										
1027/2_1.1	0,02	223	180	0,83	100	2701±8	0	13,32±1,7	0,5216±1,6	0,957
1027/2_3.1	0,00	218	177	0,84	98,8	2702±8	-1	13,49±1,7	0,5278±1,6	0,956
1027/2_5.1	0,11	194	164	0,87	87,2	2708±10	0	13,43±1,7	0,5234±1,6	0,939
1027/2_6.1	0,01	174	134	0,80	79,3	2706±9	-2	13,62±1,7	0,5316±1,6	0,947
1027/2_7.1	0,00	243	211	0,90	109	2706±8	0	13,38±1,7	0,522±1,6	0,959
1027/2_8.1	0,00	218	186	0,88	97,7	2707±8	0	13,38±1,7	0,5217±1,6	0,956
1027/2_9.1	0,00	226	186	0,85	101	2704±8	0	13,34±1,7	0,521±1,6	0,956
Кайма										
1027/2_2.1	0,02	1524	111	0,08	692	2684±4	-2	13,36±1,5	0,5282±1,5	0,988
1027/2_4.1	0,00	2224	158	0,07	985	2682±4	0	13,02±1,5	0,5154±1,5	0,990
1027/2_5.2	0,03	1135	110	0,10	515	2683±5	-2	13,36±1,6	0,5284±1,5	0,985
1027/2_9.2	0,00	1265	47	0,04	571	2682±4	-2	13,29±1,6	0,526±1,5	0,987
Пегматоидный щелочно-полевошпатовый гранит (проба 1010/1)										
Центр зерна										
1010/1_1.1	0,03	144	166	1,19	64,5	2696±10	0	13,25±1,7	0,5202±1,6	0,941
1010/1_2.1	0,00	195	191	1,01	88,1	2695±9	-1	13,37±1,7	0,5251±1,6	0,954
1010/1_3.1	0,00	105	120	1,19	47,1	2699±11	0	13,33±1,8	0,5224±1,7	0,927
1010/1_4.1	0,00	168	171	1,05	75,4	2695±9	0	13,27±1,7	0,5211±1,6	0,947
1010/1_5.1	0,00	149	159	1,10	67,6	2698±10	-1	13,43±1,7	0,5266±1,6	0,942
1010/1_6.1	0,06	144	132	0,95	64,7	2698±10	0	13,28±1,8	0,5207±1,6	0,938
1010/1_7.1	0,00	169	198	1,21	75,7	2693±9	0	13,22±1,7	0,5201±1,6	0,947
Кайма										
1010/1_4.2	0,90	268	50	0,19	119	2681±13	0	12,95±1,8	0,5132±1,6	0,898
1010/1_7.2	0,00	308	59	0,20	135	2680±7	0	12,93±1,6	0,5124±1,6	0,965
1010/1_8.2	0,03	612	185	0,31	272	2685±6	0	13,09±1,6	0,5171±1,5	0,978
1010/1_9.2	0,11	305	64	0,22	134	2685±8	1	12,96±1,6	0,5121±1,6	0,962
Лейкоплагиогранит порфириовидный (проба 1001/1)										
1001/1_1.1	0,00	398	94	0,24	177	2701±6	1	13,19±1,6	0,5164±1,6	0,972
1001/1_2.1	0,06	321	100	0,32	143	2699±7	0	13,23±1,6	0,5186±1,6	0,966
1001/1_3.1	0,01	401	59	0,15	179	2689±6	0	13,17±1,6	0,519±1,6	0,972
1001/1_4.1	0,03	434	98	0,23	193	2694±6	0	13,17±1,6	0,5178±1,6	0,973
1001/1_5.1	0,02	388	146	0,39	171	2694±6	1	13,07±1,6	0,5138±1,6	0,971
1001/1_6.1	0,07	301	68	0,24	135	2695±7	0	13,27±1,6	0,5213±1,6	0,962
1001/1_7.1	0,02	303	61	0,21	137	2695±7	-1	13,39±1,6	0,5261±1,6	0,966
1001/1_8.1	0,01	336	94	0,29	150	2692±7	0	13,18±1,6	0,5189±1,6	0,968
1001/1_9.1	0,01	429	145	0,35	189	2697±6	1	13,08±1,6	0,5133±1,6	0,973
1001/1_10.1	0,04	333	70	0,22	148	2695±7	0	13,18±1,6	0,5178±1,6	0,967

Примечание. Ошибки приведены для интервала 1σ. Pb_c и Pb* – обыкновенная и радиогенная составляющие соответственно. Ошибка калибровки стандарта 0,69%. (1) – поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ²⁰⁴Pb. Err corr – коэффициент корреляции отношений ²⁰⁷Pb*/²³⁵U – ²⁰⁶Pb*/²³⁸U.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

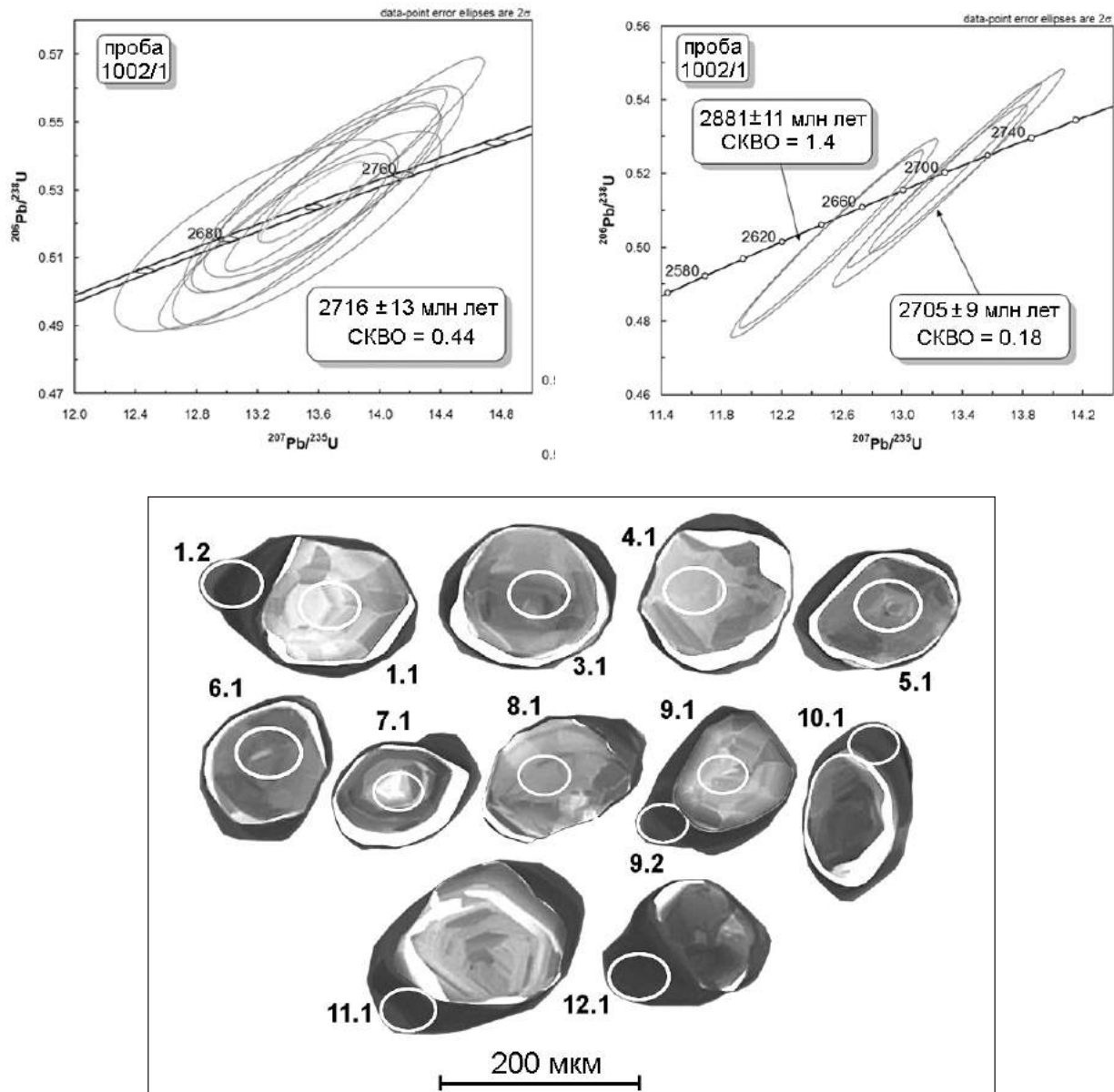


Рис. 2.55. Результаты U-Pb изотопно-геохронологических исследований

Тоналит биотитовый (проба 1000/1). Порода обладает гипидиоморфнозернистой структурой, умеренно микроклинизирована: микроклин присутствует в виде мелких зерен, заполняющих промежутки между таблитчатыми зернами плагиоклаза и в виде антипертитовых вростков в нем; плагиоклаз незначительно серицитизирован и карбонатизирован.

Проанализированный циркон представлен полупрозрачными коричневыми округлыми, реже короткопризматическими субидиоморфными кристаллами размером около 100 мкм (и чуть больше), с коэффициентом удлинения в среднем 1,5, редко до 2 (рис. 2.56). Циркону свойственны низкая интенсивность катодной люминесценции и отсутствие какой-либо зональности. В пробе присутствует небольшое количество зерен, имеющих темные каймы (вероятнее всего, участки более поздней перекристаллизации). Характерны сильно варьирующие высокие содержания урана – от 340–2216 мкг/г до 687–1605 мкг/г (в перекристаллизованных темных каймах), умеренные концентрации тория – 11–199 мкг/г и 12–52 мкг/г (в каймах) и во всех случаях низкие Th/U отношения 0,01–0,16. Возраст кристаллизации субконкордантный, получен по одиннадцати точкам и составляет 2715 ± 4 млн лет, в трех каймах фиксируется возраст метаморфизма, полученный по верхнему пересечению дискордии с конкордией, и отвечает значению 2708 ± 9 млн лет (см. рис. 2.56).

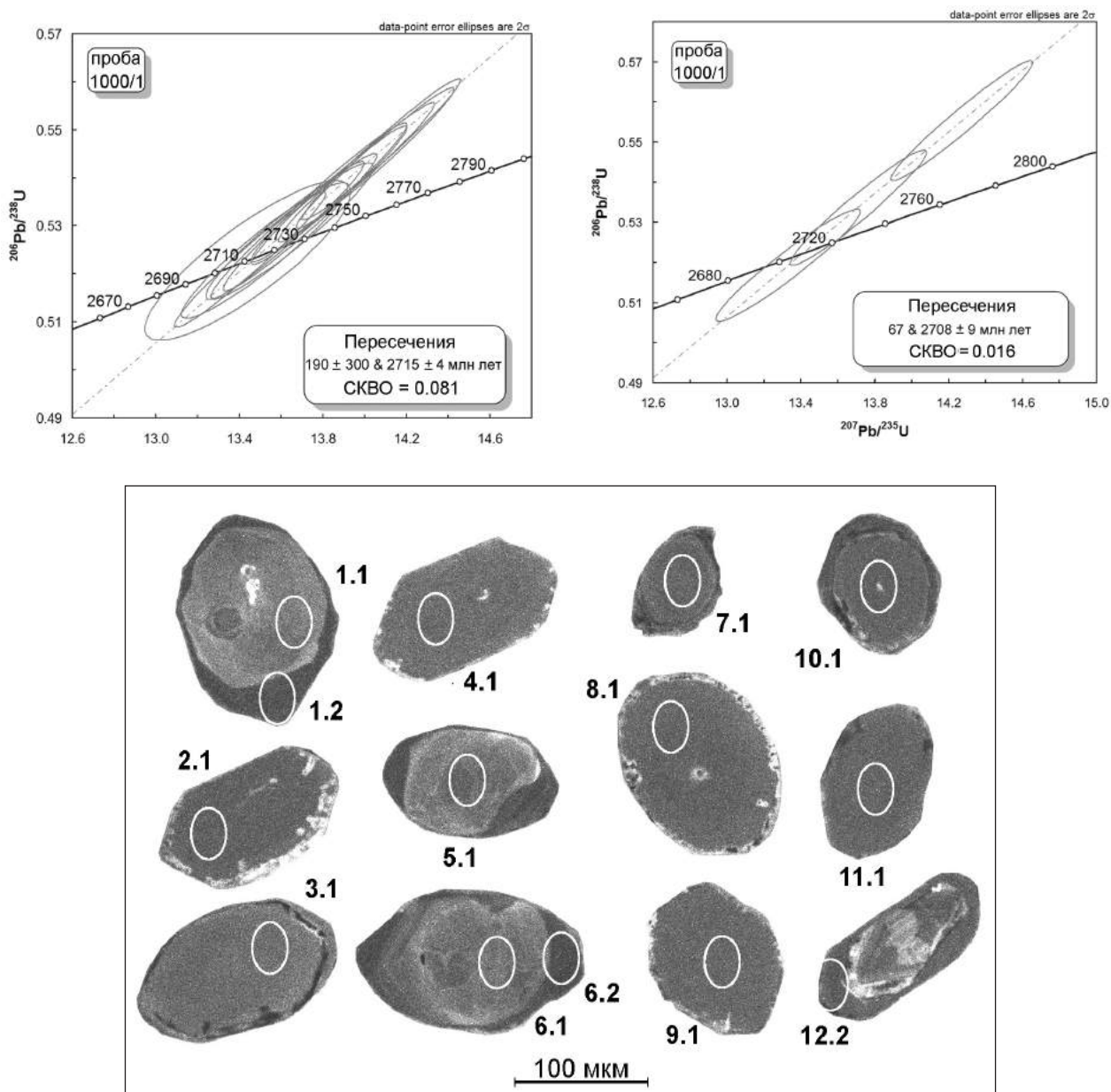


Рис. 2.56. Результаты U-Pb изотопно-геохронологических исследований

Граносиенит биотитовый крупнозернистый порфировидный с элементами монцитовой структуры (проба 1027/2). Порода умеренно катаклазирована, в основном по межзерновым трещинкам, плагиоклаз неравномерно серицитизирован: от развития серицита только по тонким трещинам до почти полного замещения зерен, микроклин часто пертитовый.

Монофракция циркона представлена полупрозрачными коричневыми и рыжеватыми, идиоморфными и субидиоморфными изометричными кристаллами размером 200–230 мкм с удлинением 1–1,3. В катодоллюминесцентном изображении зерна имеют слабое свечение и элементы секториальной зональности, а в некоторых случаях наблюдаются темные краевые каймы различной мощности, напоминающие более поздние зоны роста (рис. 2.57) и имеющие существенные отличия в содержаниях U, Th и Th/U отношений. В центральных областях зерен и в зернах без кайм концентрации умеренные: U 174–243 мкг/г, Th 134–211 мкг/г и Th/U отношения 0,80–0,90 (см. табл. 2.3). В темных каймах значительно повышаются содержания урана (1135–2224 мкг/г), в целом чуть понижается торий (47–158 мкг/г) и существенно уменьшаются Th/U отношения (0,04–0,08), что свидетельствует в пользу их метаморфической природы.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

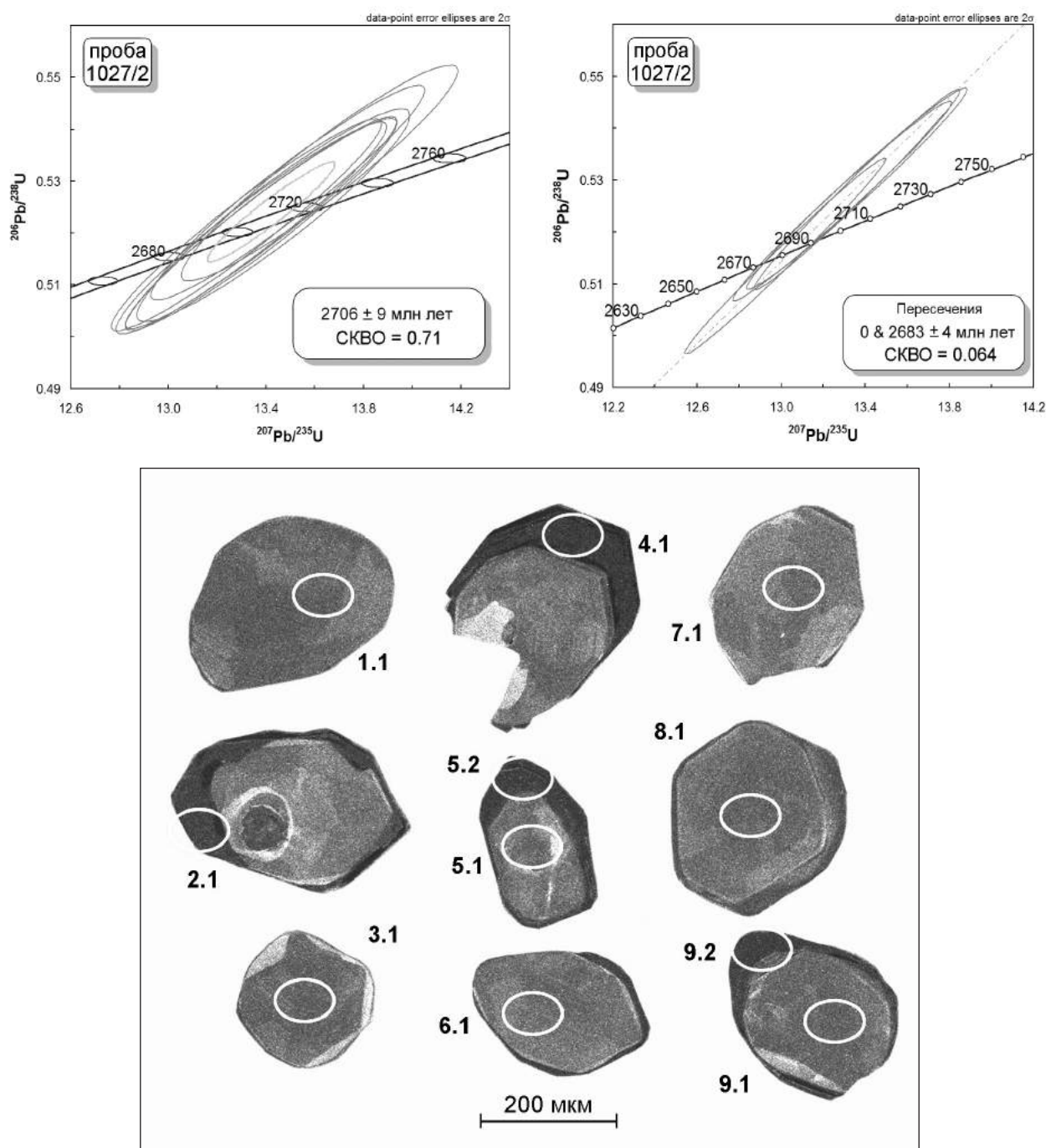


Рис. 2.57. Результаты U-Pb изотопно-геохронологических исследований

Получены два значения возраста: конкордантный (по семи точкам) возраст кристаллизации 2706 ± 9 млн лет и субконкордантный – по верхнему пересечению дискордии с конкордией для темных кайм (возраст метаморфизма), составивший 2683 ± 4 млн лет (рис. 2.57).

Лейкоплагиогранит порфиоровидный нехарактерного для него розового цвета (проба 1010/1). Фенокристаллы плагиоклаза интенсивно сосюритизированы и в меньшей степени серицитизированы, иногда содержат антипертитовые вроски микроклина; кварц образует крупные неправильные зерна или агрегаты нескольких зерен. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, участками катакластическая. Темноцветные минералы: эпидот, клиноцоизит, ортит, часто в землистых массах, биотит, магнетит в сумме составляют примерно 2 % объема породы и обычно представлены крупными, до 2×1 см зернами.

Акцессорный циркон представлен полупрозрачными рыжими и коричневатыми субидиоморфными изометричными зернами и их обломками, размером 200–350 мкм, с коэффициентом удлинения 1–1,3. Катодолюминесцентное изображение демонстрирует умеренную степень свечения и элементы секториальной зональности, а в некоторых случаях наблюдаются темные незональные краевые каемки различной конфигурации и мощности (рис. 2.58). В участках зерен с секториальной зональностью содержания урана и тория умеренные – 105–195 мкг/г и 120–198 мкг/г соответственно, в темных каймах концентрации урана повышаются до 268–612 мкг/г, а тория – понижаются до 50–64 мкг/г (лишь в одном случае 185) (см. табл. 2.3). Уменьшаются и Th/U отношения от 0,95–1,21 (в участках с зональностью) до 0,20–0,31 (в темных каймах). Приведенные характеристики свидетельствуют о наложенном термальном событии, приведшем к перекристаллизации зерен в краевых частях.

Возраст получен по зональным участкам зерен и по краевым темным каймам. Оба значения конкордантные: возраст кристаллизации (по семи зернам) составил 2698 ± 9 млн лет и возраст термального события определен как 2683 ± 9 млн лет (по четырем каймам) (см. рис. 2.58).

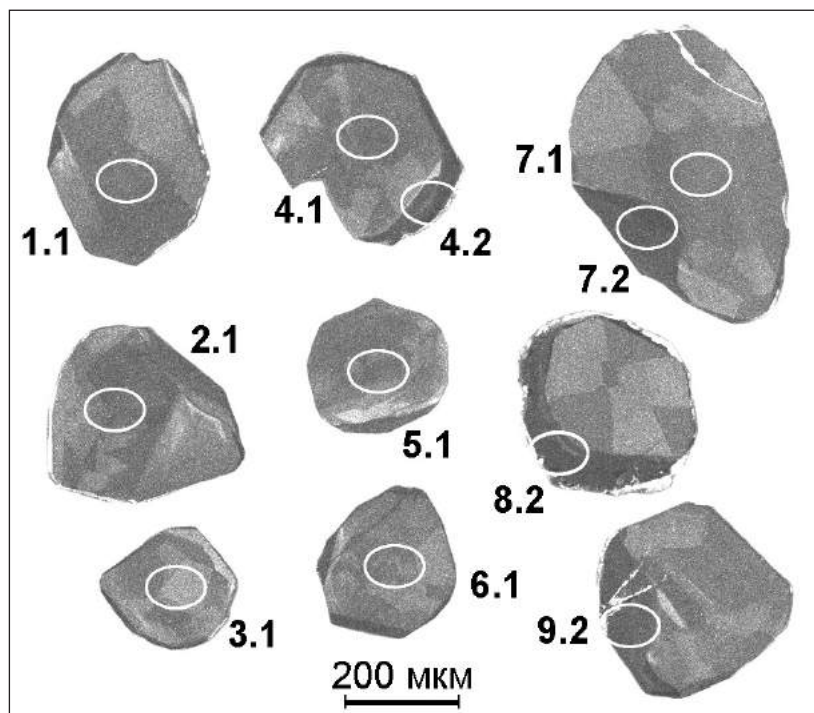
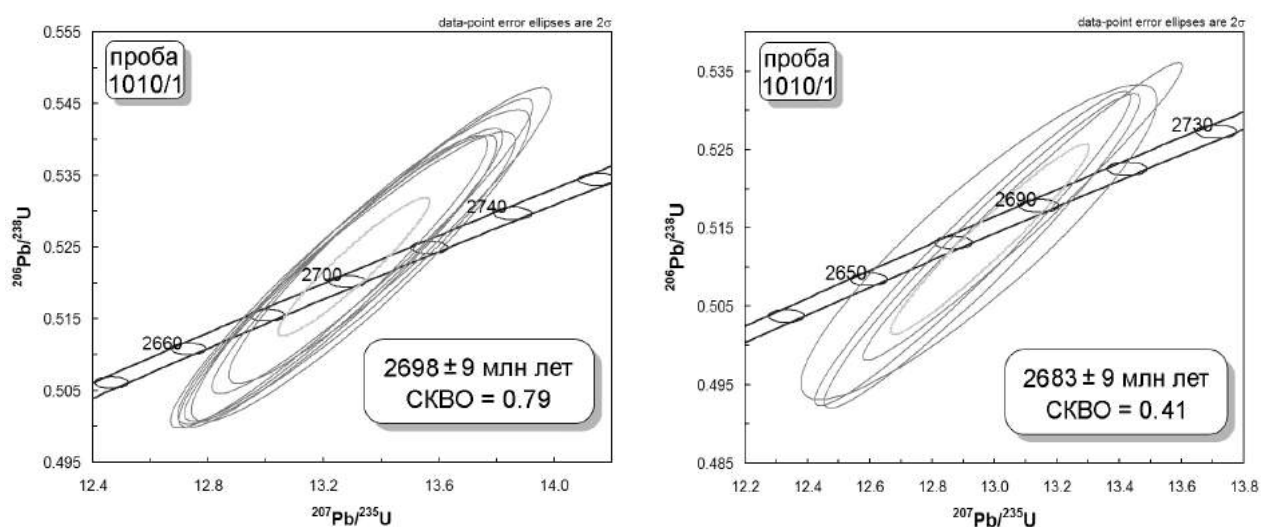


Рис. 2.58. Результаты U-Pb изотопно-геохронологических исследований

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Пегматоидный щелочно-полевошпатовый гранит (проба 1001/1). Проба отобрана из небольшого (10 × 4 м) штокообразного тела, секущего диориты. Порода в целом имеет характерный мяскокрасный цвет, но обладает пятнистой текстурой: выделяются участки темно-серого цвета, сложенные плагиоклазом и кварцем с небольшим количеством микроклина и имеющие среднезернистую порфиroidную структуру (40 % объема породы), и участки, представленные монокристаллами мяскокрасного микроклина размером до 7 × 5 см.

В монофракции проанализированного циркона преобладают полупрозрачные коричневатожелтые субидiomорфные, реже идиоморфные изометричные зерна, в подчиненном количестве – короткопризматические кристаллы. Размер зерен от 180 до 300 мкм по вытянутой оси, коэффициент удлинения – 1–1,5. В катодоллюминесцентном изображении циркон темный, без признаков зональности (рис. 2.59). Характеризуется средними концентрациями урана (301–434 мкг/г), тория (61–146 мкг/г) и Th/U отношениями, свойственными кристаллам магматического происхождения (см. табл. 2.3).

Возраст кристаллизации (конкордантный), полученный по десяти зернам, отвечает значению 2694 ± 7 млн лет (рис. 2.59).

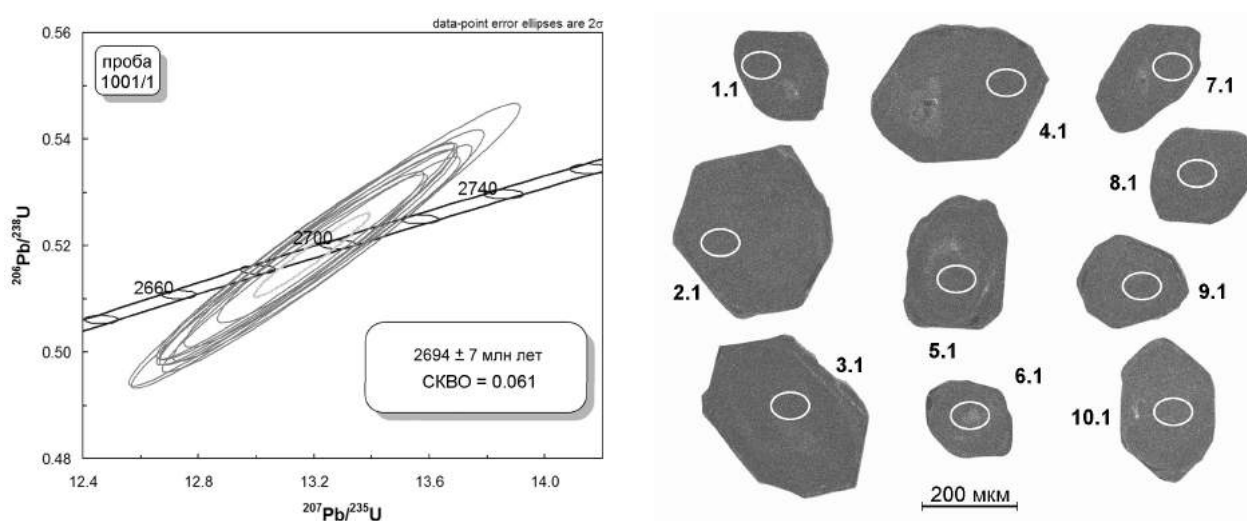


Рис. 2.59. Результаты U-Pb изотопно-геохронологических исследований

Выводы. Наиболее древний возраст кристаллизации пород (2824 ± 9 млн лет), отвечающий среднему лопию, получен для порфиroidного плагиогранита, находящегося в северном обрамлении Вокнаволоцкого блока. Для распространенных и типичных пород Вокнаволоцкого блока (тоналитов) получены цифры возраста их кристаллизации, соответствующие позднему лопию (2716 ± 13 и 2715 ± 4 млн лет). Позднелопийский, но еще более молодой возраст получен для пород, слагающих малые тела и жилы, секущие тоналиты Вокнаволоцкого блока, представлены граносиенитами, лейкоплагиогранитами, щелочно-полевошпатовыми гранитами. Он колеблется от 2706 ± 9 до 2694 ± 7 млн лет и отвечает, по-видимому, возрасту двух термальных событий (метаморфизма), выразившихся в наложенных процессах, фиксирующихся во вмещающих их породах.

2.7. НЕРЕШЕННЫЕ ВОПРОСЫ

Район исследований (62,0–65,5° с.ш., 28,3–34,0° в.д.) включает приграничную территорию Восточной Финляндии и Западной Карелии. Это область сочленения архейского Карельского кратона и протерозойского Центрально-Финляндского гранито-гнейсового блока, отличающаяся геологической историей, в первую очередь, временем образования и последующих преобразований коры. Комплексный анализ геологической и глубинной геофизической информации позволил обратиться к совершенствованию существующих и формированию новых моделей глубинного строения и эволюции раннедокембрийской коры щита. Были систематизированы результаты многолетних геолого-геофизических исследований, дополненных новейшими данными. Это позволило перейти к 3D геофизическому моделированию, выявить детали глубинного строения земной коры и уточнить ее состав и структуру.

Накопилось много данных о строении земной коры и взаимных претензий к ним как со стороны геологов, так и со стороны геофизиков. На всех специалистах лежит серьезная ответственность за достоверность получаемой информации и построенные модели. До сих пор остались неувязанными разноречивые сведения о строении земной коры, полученные разными геофизическими, в первую очередь сейсмическими методами, сейсмические профили на территории Финляндии и Карелии выполнялись отдельно и нет сводных разрезов. Расхождения в моделях среды по результатам работ МОВ-ОГТ и ГСЗ все еще значительны и не объяснены исполнителями. То же самое относится к сравнению геофизических данных, полученных при наземных и скважинных наблюдениях. Нет сводной детальной геологической карты, а также аномального магнитного и гравитационного полей на приграничный район. Это заставляет геологов по-своему и не всегда корректно использовать и интерпретировать не объясненную специалистами геолого-геофизическую информацию.

При создании комплексных геолого-геофизических разрезов необходимо всесторонне учитывать геологическое строение, картируемое на дневной поверхности. Пространственно-временное взаимодействие эндогенных и экзогенных геологических процессов, глубинного строения и отражение их в физических полях составляют основу для прогнозирования процессов прошлого и реального времени. 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 откликаясь на эндогенные и внешние воздействия.

Главной проблемой по-прежнему является определение природы и поведения глубинных геологических и геофизических процессов на разных глубинных срезах геологического пространства. В связи с этим необходимо проследить эволюцию формирования земной коры, представленную «вещественным выражением».

Для научных и практических задач геологии, тектоники, минерагении необходимы:

- объемные геолого-геофизические образы главных геологических структур докембрийского кристаллического фундамента как элементы современного тектонического каркаса Фенноскандии;
- комплексные геолого-геофизические исследования корневых систем ареалов вулкано-плутонизма и центры эндогенной магматической активности;
- разработка по комплексу геолого-геофизических исследований опорных объектов методических подходов к структурно-вещественной идентификации неоднородного строения земной коры.

Следует уделить внимание вопросу изучения особенностей развития тектогенеза и рудогенеза в расслоенных интрузиях. Огромная информация о глубинных породах и процессах содержится во включениях в ядрах мантийно-коровых диапиров. Необходимо усилить исследования этих образований, а также геохронологическое датирование.

Вот некоторые темы, спорные или нерешенные вопросы для предстоящих работ.

- Степень и механизм участия древних геологических образований в последующих тектонических событиях фанерозоя, новейшего времени.
- Влияние факторов внешних воздействий на литосферу и более глубокие геосферы Земли.
- Динамическое взаимодействие крупномасштабных неоднородностей земной коры и верхней мантии – теоретические и практические аспекты.
- Какова величина эрозионного среза древних комплексов и как учесть ее при построении глубинного разреза земной коры и при выяснении положения и природы физических границ в коре?

ГЛАВА 3

ГЕОТЕКТОНИКА АРХЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

3.1. КАЛЕВАЛЬСКАЯ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Гранит-зеленокаменная область Западной Карелии занимает особое место в общей структуре позднеархейской ГЗО ФЦ. Ей свойственно устойчивое положительное магнитное поле (см. рис. 2.38). Оно характерно как для лопийских образований, так и для комплекса фундамента, выступающего в виде Вокнаволоцкого и Тулосского блоков. Уникальность ее заключается в том, что интенсивность магнитного поля не коррелируется с характером регионального гравитационного поля. Наблюдающийся в современном эрозионном срезе комплекс палеоархейского фундамента, которому в гравитационном поле соответствует положительная аномалия, не обособляется в магнитном поле от мезоархейских (лопийских) вулканогенно-осадочных пород, характеризующихся отрицательной гравитационной аномалией. Это объясняется тем, что оба комплекса претерпели региональную гранитизацию под воздействием мантийных флюидов, отличающихся высоким парциальным давлением кислорода. Гранитизированные породы характеризуются повышенной намагниченностью и постоянно наблюдающейся ассоциацией микроклина и магнетита. Такого типа флюиды характеризуются преобладанием в их составе CO_2 над H_2O [Летников, 1988]. В этих условиях формируются субщелочные высокобариевые граниты. Они характерны для региональных положительных магнитных аномалий [Свириденко, 2008]. Таким образом, индивидуальность Калевальской структуры обусловлена индивидуальностью геохимических процессов, происходящих в мантийных глубинах Земли.

При изначальном выделении Калевальской структуры доказывалось [Светов, Свириденко, 2005, с. 168], что «Карельская и Восточно-Финляндская ГЗО в геолого-структурном отношении представляют единый ареал вулканоплутонизма, формировавшийся в ранге Калевальской плато-базальтовой провинции в режиме вначале устойчивого компенсационного прогибания, а затем сводового воздымания». За геологический центр принят район Вокнаволоцкого блока, находящийся в эпицентре мантийного диапира. Сам факт, что на дневную поверхность выходят лавовые толщи и их кристаллический фундамент, облегчает создание объемной модели. Способствует этому и глубинное строение структуры. Карта регионального магнитного поля с высокой точностью отражает главные элементы тектонического каркаса. Крупный размер Калевальской структуры (порядка 300 км в диаметре) может служить критерием геологического объема магматических горных пород в ее границах. По существу эта структура может быть сопоставлена с Печенгской и Онежской ВТС [Светов, 2002]. Следовательно, она является вулканотектонической структурой, представляющей надочаговую зону центра эндогенной магматической активности (ЦЭМА). В современном эрозионном срезе ЦЭМА фиксируются не только установлением эруптивных вулканических центров, но и по скоплениям малых интрузивных форм толеит-базальтового и коматиит-базальтового мантийного магматизма [Светов, Свириденко, 2005].

Калевальская структура ограничена сдвиговой тектоникой (рис. 3.1), когда главное влияние оказывали раннелопийская восточная сдвиговая зона, а также зона сдвиговых дислокаций Центральной Финляндии и, по всей вероятности, сдвиговые подвижки, связанные с краевой флексурой Полканова. Восточная сдвиговая система сформировалась на границе Беломорского поднятия и Карельского опускания [Светов, Свириденко, 1991] в пределах Беломорской шовной зоны. Вначале развитие шло по типу пологого флексурного изгиба, а затем в режиме левостороннего сдвига. Формирование систем основных разрывных нарушений и косоориентированных к ним сколовых зон растяжения обусловлено сочетанием радиальных и горизонтальных движений. Результатом стало образование расколов мантийного заложения. Параллелепipedальная форма Лехтинской и Гайкольской структур отражает проявление данной сдвиговой тектоники.

Западная граница Калевальской структуры связана с развитием Центрально-Финляндской сдвиговой зоны [Каккури, 1997; Светов, Свириденко, 2005]. Общая длина сдвиговых деформаций достигает 300 км. Излияниям платобазальтового и коматиитового вулканизма в пределах Калевальской структуры предшествовало формирование базальной терригенной толщи мощностью до 1 км. Она представлена в районе оз. Нюк и несет признаки трансгрессивно-регрессивного осадконакопления.

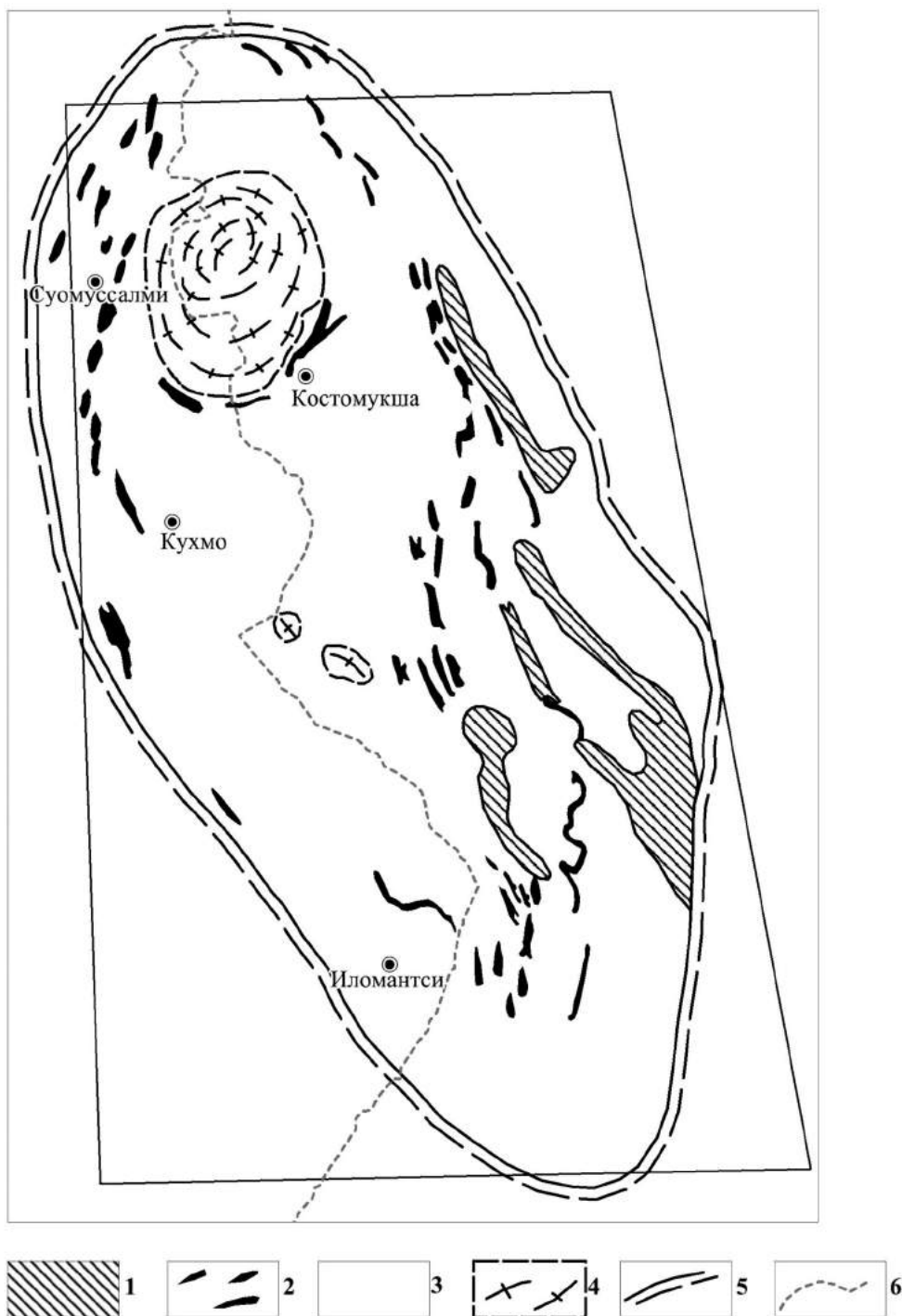


Рис. 3.1. Калевальская структура центральной части Карельского кратона:

1 – протерозойские вулканогенно-осадочные породы; 2 – реликты лопийских вулканогенно-осадочных пород; 3 – гранитизированные позднеархейские вулканогенно-осадочные образования; 4 – диоритогнейсы, тоналито-гнейсы с реликтами гранулитового комплекса (древнейший фундамент); 5 – сдвиговые зоны ограничения; 6 – Государственная граница

В составе Калевальской структуры выделены четыре вулканических центра: Костомукшский, Кухмо, Суомуссалми и Иломантси. Отличаясь индивидуальностью, они обладают общими особенностями проявления мантийно-корового вулканизма. Палеовулканологический анализ Костомукшского центра подробно охарактеризован в разд. 1.4.4.

Центр Иломантси охватывает территорию основной части губернии Похьойс-Карьяла Восточной Финляндии и Суоярвского района Карелии. Его ареал распространяется с северо-запада на юго-восток, начиная от южного конца оз. Пиеликса до оз. Лоймолонъярви на 110 км, а с юго-запада на северо-восток от г. Иломантси – на 80 км. Здесь закартировано большое количество даек основного состава, образующих наибольшие сгущения в трех районах: в южном конце оз. Пиелинен, к востоку от оз. Койтере и в районе пос. Вяртсиля. В каждом из районов обнаружены комплексы даек с признаками концентрического (кольцевого) размещения. Районы с дайками имеют диаметр около 30 км. Поля конкретного типа даек имеют диаметр до 5–10 км. Абсолютное большинство даек простирается в северо-западном направлении. Некоторые тянутся на расстоянии 10–15 км. Присутствие разнообразных по составу и морфологии ареалов дайковых ассоциаций свидетельствует о наличии магмоподводящих зон.

Общее число известных даек исчисляется многими сотнями. Время их проявления оценивается от 2,5 до 1,97 млрд лет. Не исключается наличие здесь и даек позднего архея. Косвенным свидетельством этого служат поля-останцы зеленокаменных пород группы Иломантси. Время их формирования оценивается 3,0–2,7 млрд лет. Поэтому представляется возможным рассматривать центр Иломантси как длительно развивающийся ареал активного разноглубинного вулканоплутонизма от позднего архея до позднего протерозоя.

Архейский бимодальный базальт-коматиит – риолит-дацитовый вулканизм сменяется платобазальтовым свекофеннским. С ним сопряжена подавляющая часть дайковых образований. Выделяются петрохимически и высокожелезистые, и высокомагнезиальные серии. Геометрические особенности центра Иломантси позволяют характеризовать его как радиальную структуру первоначального формирования на сводовом поднятии над мантийным диапиром. С завершением ребольской гранитизации в его эпицентре сформировалась грабеновая система с реликтами чехла лопийских образований.

Центр Кухмо тяготеет к юго-востоку губернии Оулу Финляндии и частично – территории Западной Карелии. Форма его соответствует несколько вытянутому в ССВ направлении овалу с поперечным размером 110–160 км. Геометрическим центром ареала служит район оз. Эняттяярви. На территории данного центра (как и центра Иломантси) максимальное распространение получили дайки основного состава многих актов внедрения возрастной группы 2,50–1,97 млрд лет (соответствуют свекокарельскому этапу). Их многие сотни, а вероятно, и тысячи. В ориентировке отмечаются субширотные, 3-СЗ, западные, С-СВ и северо-восточные направления. Встречаются узлы сгущения диаметром до 3–5 км. Весьма слабо проявлено их радиально-концентрическое размещение. Главным направлением внедрения оставалось северо-западное.

Ближе к геометрическому центру рассматриваемого ареала активного вулканоплутонизма размещаются небольшие штоки аллохтонных гранитов с возрастом 2,45–2,30 млрд лет. Вдоль субмеридиональной оси ареала располагаются остатки позднеархейских супракрустальных пород. Период формирования их 3,0–2,7 млрд лет. Здесь отмечаются также изверженные породы от базальтового до коматиитового, андезитового и риодацитового составов. Им сопутствуют терригенные и вулканогенные образования. Современное размещение в пределах ареала, скорее всего, соответствует корневой части эродированных структур, проявившейся в результате инверсии диапира и его деструкции.

Центр Суомуссалми сопоставим с двумя охарактеризованными выше. Здесь также наблюдается скопление разноглубинных изверженных пород в узком пространстве с наличием вулканоплутонических образований основного, ультраосновного, среднего и кислого составов. Центр представляет собой также вулканотектоническое поднятие с элементами радиально-концентрической структуры. Общие особенности проявления вулканизма Костомукшского центра известны [Горьковец и др., 1981]. Напомним только, что позднеархейский вулканизм Восточной Финляндии сопоставим с соответствующим вулканизмом Западной Карелии. Его проявление начинается с андезитового вулканизма (группа Луома). Преобладающими породами данной группы являются вулканы среднего и кислого составов и их туфы. В меньшем количестве встречаются метабазалты. Изотопный возраст оценивается около 3 млрд лет [Simonen, 1980]. Андезитовый вулканизм сменяется коматиит-толеитовым. Базит-ультрабазитовый вулканизм начинается с излияния толеитовых базальтов,

за которыми вверх по разрезу следуют перидотитовые, затем пироксенитовые коматииты и, наконец, туфы ультраосновного и основного составов. На позднем этапе развития проявляется вулканизм среднего и кислого составов, сменяющийся толеитовым. С ним тоже связано формирование перидотитовых коматиитов и их туфов.

Начало массовых излияний лав во всех изученных зонах фиксируют регрессивные стадии, размыв и переотложение подстилающих лавы осадков. Вулканическим фазам предшествовали разные по длительности периоды высокого стояния прилегающих континентальных областей с активной пенеппелнизацией. Платобазальтовый вулкано-плутонизм является главным типом эруптивной деятельности.

Кислый коровый вулкано-плутонизм в пределах Калевальской структуры – лишь часть бимодальных серий. Одновозрастные габбро-базальтовые и риодацит-гранитовые вулкано-плутонические ассоциации пород образуют покровные, экструзивно-купольные субвулканические и поздние силловые фации. Характерной особенностью ареала позднеархейского магматизма на площади Калевальской структуры (соответствующей регионально положительной магнитной аномалии) является проявление «сухого» высококалийного гранитного магматизма в виде штоков, даек и процессов гранитизации в условиях повышенной щелочности.

Бимодальность магматизма связана с тем, что, поднимаясь при благоприятных условиях в земную кору, мантийный базитовый расплав способствовал ее плавлению. Возникают промежуточные очаги на различных уровнях глубинности. Центры корового вулкано-плутонизма обычно наследуют ареалы мантийного. Эволюция кислых пород, так же, как и платобазальтов, имеет свою направленность. Отдельные вулканы и группы вулканов образуют магматическую систему, которая представляет собой совокупность магматических каналов, дренирующих литосферу от уровней астеносферы (магмообразования) до земной поверхности. Такие системы имеют крутовосстающее (до вертикального) сложное фокусированное строение.

Таким образом, Калевальская структура является структурой центрального магматогенного типа и преимущественно мантийного питания. Развитие бимодального мантийно-корового магматизма служит доказательством наличия в корневой системе вулканических центров промежуточных магматических очагов. Ее можно рассматривать как надочаговую структуру длительного наследованного развития (при периодическом возобновлении деятельности разноглубинной очаговой системы). Интерактивное взаимодействие движений тектонического и магматического типов является ее главной отличительной особенностью.

3.2. ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ И СПЕЦИФИКА ГЕОТЕКТНИКИ КОСТОМУКШСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В пределах Калевальской структуры (так же, как и среди проявлений других позднеархейских образований) выявлены эндогенные режимы платобазальтового вулканизма и региональной гранитизации. Общей особенностью эндогенного режима платобазальтового вулканизма является его тесная связь с мелководным осадконакоплением [Светов, 1979]. Интенсивный платобазальтовый вулканизм в архее и докембрии в целом объясняется интенсивностью энергетического источника глубин Земли [Свириденко, 2013]. Производительность эруптивных центров лопия – наивысшая для докембрия [Светов, Свириденко, 2005]. Поэтому естественно, что вулканические центры Костомукшский, Иломанси, Кухмо и Суомуссалми создали Калевальскую платобазальтовую провинцию. Огромный геологический эффект позднеархейского платобазальтового вулканизма (где средние мощности лавовых потоков превышают 40 м) объясняется высокой скоростью плавления в условиях декомпрессии верхней мантии. Средняя мощность лавового плато Костомукшской структуры достигает 1 км [Светов, Свириденко, 2005]. В результате создается специфика позднеархейской магматической тектоники. Спокойное излияние базальтов здесь обеспечивается проявлением мантийного диапиризма.

Чередование импульсов платобазальтовых излияний с терригенным осадконакоплением свидетельствует о том, что эти два главных геологических процесса связаны общими причинами. Области устойчивого прогибания бассейна осадконакопления должны были компенсироваться областью воздымания, что имеет место при платобазальтовых излияниях. В обстановке глыбово-волновых колебательных движений с длинноволновым смещением областей лавинной седиментации и областей континентального выветривания равновесие наступает только в случае поступления плотного вещества в форме мантийных магматических расплавов платобазальтов. Поэтому бассейновая седимен-

тационная система находится в глубоких причинно-следственных связях и взаимодействии с очаговой корневой магматической мантийной (или корово-мантийной) системами. Есть все основания рассматривать магматизм и тектонику как однопорядковые явления, отражающие разные стороны единого эндогенного процесса энергетической эволюции Земли.

Платобазальтовый вулканизм в Калевальской структуре проявляется в условиях декомпрессии коры и ее некоторого разуплотнения, потому что одновременно происходит инверсия прогибания седиментационного бассейна. Верхняя мантия плавится также в условиях спада давления. Диапир в зачаточном состоянии представляет объем разуплотненной мантии с включенным расплавом и трансмантийным флюидом. А.П. Светов обосновал автономность корневых очаговых трансмантийных питающих и магмовыводящих систем (диапиров), свойственных платобазальтам [Светов, 2003]. Диапир, создавший Калевальскую структуру, обладает единой мантийно-коровой системой магматического питания. Во всех четырех вулканических центрах (Костомукшском, Иломантси, Кухмо, Суомуссалми), где известно проявление основного, ультраосновного и кислого вулканизма, последовательность их идентична. Максимальная активность Калевальского диапира проявляется на стадии общего проседания и осадконакопления.

На стадии завершения формирования вулканогенно-осадочного чехла начинает действовать эндогенный режим региональной гранитизации, осуществляющийся в условиях воздымания. Изотопный возраст ее составляет около 2700 млн лет. Гранитизация происходит под воздействием мантийного флюидного потока, несущего в земную кору **K, Ba, Rb и другие редкие элементы. Мощный флюидный** поток сквозь толщину горных пород обеспечивается тепловым разуплотнением. Сущность его состоит в образовании дополнительного порового пространства в результате раскрытия трещин по границам зерен. Гранитизации подвергаются преимущественно породы, близкие по составу граниту, т. е. терригенные породы.

Плотные вулканические породы устойчивы к гранитизации. Они испытывают лишь некоторые химические изменения. В результате разуплотнения формируются купольные структуры. Но интенсивного разуплотнения не происходит, залегание гранитизированных пород пологое. Эндогенный режим региональной гранитизации не связан с платобазальтовым вулканизмом и осадконакоплением, т. к. региональная гранитизация накладывается на сформированный вулканогенно-осадочный чехол. Она создает собственные, свойственные ей купольные структуры и «стирает» более ранние тектонические структуры. Сочетание эндогенного режима платобазальтового вулканизма и эндогенного режима региональной гранитизации отражает специфику геотектоники докембрия. Как мантийный вулкано-плутонизм, так и региональная гранитизация происходят в условиях горячих недр Земли и холодной земной коры. Это и позволяет тектонический режим в докембрии считать кратонным. Посредством мантийного вулкано-плутонизма в верхнюю часть Земли из ее глубин, кроме тепла и энергии, поднимались рудные элементы. Процессы гранитообразования выполняли важную роль в их перераспределении и образовании рудных месторождений. Воздымание Калевальской структуры продолжалось длительное время, с которым связана эволюция диапира. Антидромная направленность в развитии мантийного вулканизма выражается в смене основного магматизма на ультраосновной, лампроитовый и кимберлитовый, что свидетельствует об углублении магматических источников.

Трубки кимберлитов оконтуривают Вокнаволоцкий блок раннеархейского фундамента. Структурную связь их на современном эрозионном уровне можно объяснить длительностью развития Калевальской структуры в условиях глыбововолновых колебательных движений.

В разрывной тектонике ведущая роль принадлежит сдвиговым дислокациям, способствовавшим краевым ограничениям Калевальской структуры. С ними также сопряжены системы сквозькоровых магмопроводящих разломов, тесно пространственно взаимосвязаны ареалы мантийного и корово-мантийного вулкано-плутонизма. Кроме того, глубинные сдвиговые деформации, сопровождающиеся локальным растяжением, вызывали образование зон декомпрессии, в которые устремлялись магматические расплавы, формирующие систему мантийного питания вулкано-плутонических ареалов.

В целом глубинная сдвиговая и блоковая тектоника является основным фактором формирования вулкано-тектонических структур в объеме геологической среды осадочно-вулканогенного чехла и его кристаллического фундамента.

Проявление сдвиговой тектоники известно и в краевой части Вокнаволоцкого блока (см. разд. 1.3, рис. 1.9). Можно предполагать, что такому интенсивному воздыманию блока способствовали глубинные сдвиговые деформации с признаками вращательных движений.

Все многообразие структурообразования в тектоносфере происходит не автономно, а в процессе самоорганизации и саморазвития. Геологическая история ФЩ (в т. ч. и Калевальской структуры) служит свидетельством преобладания режимов колебательных глыбово-волновых движений с тенденцией преобладания восходящих движений над нисходящими и подчиненного значения трансрегиональных горизонтальных.

История геологического развития Калевальской структуры также отражает специфику геотектоники докембрия. Как известно, выявленные в Карелии вулканы, в отличие от фанерозоя, не имеют линейного распределения. Они образуют центры эндогенной магматической активности (ЦЭМА), одним из которых является Калевальская структура. Так называемые «зеленокаменные пояса» вторичны и образовались при формировании горсто-грабеновых систем во время протерозойской тектономагматической активизации.

Калевальская структура как поднятие проявлена в гравитационном поле центральной части Карельского кратона (см. разд. 2.4, рис. 2.21). Здесь приподнятым Вокнаволоксскому и Тулосскому блокам соответствуют слабopоложительные аномалии.

Специфика геотектоники центральной части ФЩ определяет и характер ее металлогенической специализации, где в пределах Костомукшского железорудного района установлены рудопроявления золота и выявлены алмазоносные кимберлиты. Тектоническая активность Калевальской структуры относится к большому интервалу геологического времени (от раннего архея до позднего протерозоя). Она заслуживает дальнейшего последовательного изучения.

Сформированная таким образом Калевальская ВТС является надочаговой зоной мантийного длительно развивающегося диапира. Она еще недостаточно изучена. Костомукшский железорудный район имеет большие перспективы для поиска новых месторождений. Это особенно важно, так как здесь имеются все возможности для их комплексного освоения.

ГЛАВА 4

МИНЕРАГЕНИЯ КОСТОМУКШСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

4.1. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КОСТОМУКШСКОГО РАЙОНА, МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Проблема эволюции общегеологических раннедокембрийских процессов (тектонических, магматических, осадочных) является важнейшей в изучении истории Земли. В связи с этим наиболее объективными источниками при исследовании, в т. ч. архейских комплексов, являются комплексные исследования процессов структурно-геологических, магматических, седиментационных, метаморфических, дополняющих друг друга и позволяющих создать объемную и непротиворечивую картину геологического развития истории региона на ранних этапах ее развития.

Необходимо рассмотрение тектонофизических позиций и условий формирования геологических комплексов, масштабности их проявления, характера (зональности) размещения, возраста и последовательности образования, объемов, масштабов типов месторождений и рудопроявлений. Причем решение проблем обусловлено (подчинено) глобальной эволюцией необратимого характера тектономагматических процессов на планете.

Металлогению геологических структур Костомукшского рудного района определили геодинамические и геолого-структурные процессы в земной коре, а также процессы магматизма, седиментации, метаморфизма и метасоматоза. Основными объектами металлогенических исследований явились позднеархейские геологические структуры, в т. ч. и зеленокаменные пояса, включающие широкий спектр рудных формаций. Их продуктивность связана с позднеархейской и протерозойской металлогеническими эпохами. Позднеархейские геологические структуры отличаются многоэтапностью магматизма и седиментации в интервале 2,95–2,5 млрд лет. Рудообразование позднего архея и протерозоя в Костомукшском рудном районе определяется позднелопийскими этапами протоактивизации – ребольским в архее, селецким и кондопожским в протерозое.

В Костомукшском рудном районе выделяются четыре генетических типа железисто-кремнистых ассоциаций: вулканогенно-осадочный, терригенный хемогенно-осадочный в позднем архее, а также метаморфогенный гидротермально-метасоматический «богатых» железных руд и ассоциация осадочных карбонатно-гематитовых протерозойских кварцитов и сланцев (см. рис. 1.1).

Костомукшское железорудное месторождение – крупнейшее, до 10 млрд тонн железных руд, на Фенноскандинавском щите, как и на северо-западе России: разведанные (подтвержденные) запасы железных руд составляют 1,04 % мировых запасов [Крупные и суперкрупные..., 2004]. Среднее содержание железа в магнетитовых кварцитах Костомукшского месторождения – 32,2 % [Железорудная база России, 1998], а в «богатых» рудах месторождения достигает 57–60 %. В 3 км на северо-запад от Костомукшского месторождения расположено Корпангское железорудное месторождение с запасами железных руд в недрах 485,9 млн тонн [Железорудная база России, 1998].

В центральной части Костомукшского рудного района на восточном берегу оз. Суккозера разведано Межозерское железорудное месторождение с запасами железных руд 69,5 млн тонн.

Вокнаволоцкий блок, под влиянием энергии подъема эндогенных плутонических процессов «канала излияния», спровоцировал колоссальную геологическую активизацию, которая привела к формированию мощных глубокофокусных мантийных тектонических зон, поставивших значительные объемы вулканитов базальтов, коматиитов и риодацитов.

Вокнаволоцкий блок, сложенный раннеархейскими кристаллическими гранулитами основного (двупироксеновые, пироксен-амфиболовые гнейсы) и кислого состава (гранат-двуслюдяные гнейсы, гнейсо-граниты, тоналиты, эндербиты), объемом около 100 тыс. км³ (80 x 60 x 20 км), в результате площадного химического выветривания поставлял в водный бассейн как терригенный материал – ритмично-слоистые флишевые образования – турбидиты, так и хемогенные железисто-кремнистые осадки.

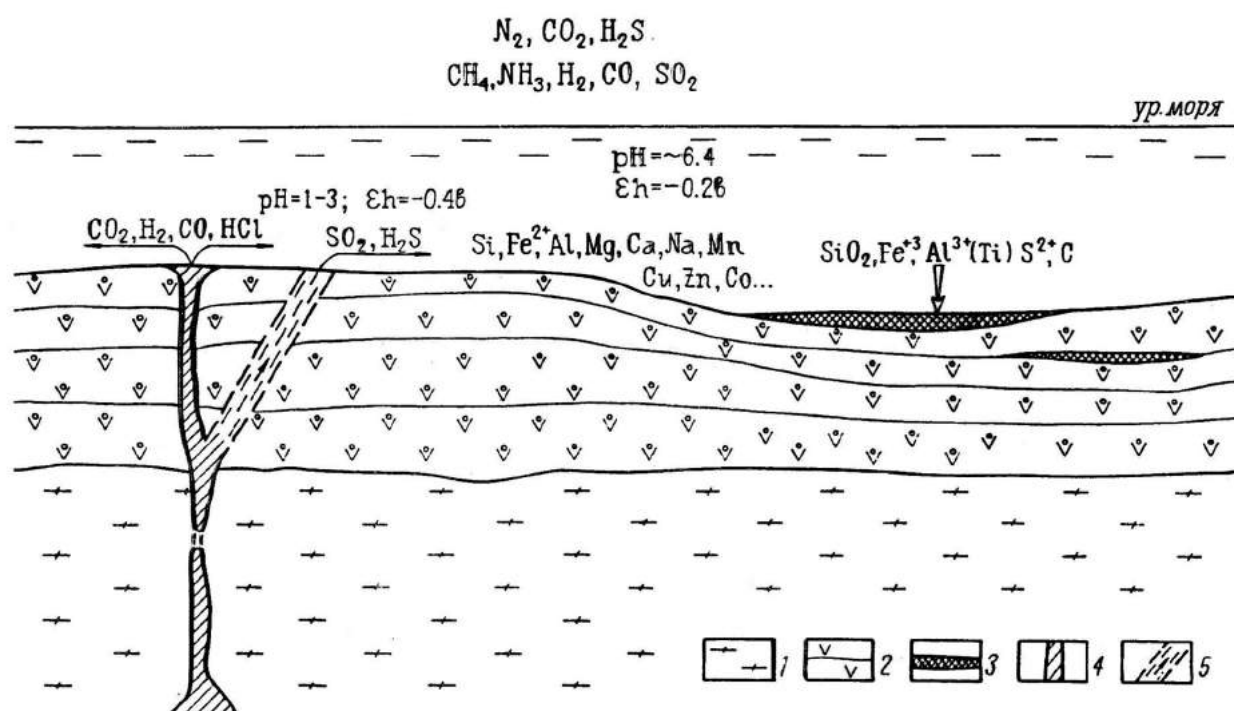


Рис. 4.1. Модель вулканогенно-осадочного железнакопления, коматиит-базальтовая формация. Верхний архей. Карельский кратон:

- 1 – гранитоиды и тоналито-гнейсы фундамента; 2 – лавовые потоки метабазальтов; 3 – железисто-кремнистые осадки; 4 – выполнение магматического очага; 5 – зоны термовыводящих каналов

В раннедокембрийских комплексах (поздний архей – протерозой) выделяются три генетических типа железисто-кремнистых формаций. В позднем архее развиты два генетических типа – вулканогенно-осадочный железисто-кремнистый и терригенный хемогенно-осадочный, в протерозое – также два генетических типа – метаморфогенный и терригенный хемогенный гематитовых кварцитов.

Первый генетический тип в архее характерен для двух ассоциаций и связан, во-первых, с коматиит-базальтовой, пользующейся широким развитием среди основных – ультраосновных вулканитов, но с крайне незначительным развитием в ней железных руд, и второй – железисто-кремнистый, связанный с риодацитовыми образованиями. Этот генетический тип развит лишь в Костомукшском рудном поле.

Третий генетический тип отмечен в протерозойское время и представлен метаморфогенными «богатыми» железными рудами, развивающимися за счет позднеархейских хемогенно-осадочных железисто-кремнистых осадков при гидротермально-метасоматических преобразованиях.

Терригенно-хемогенный осадочный тип железисто-кремнистых пород, относящийся к протерозойскому ятулийскому времени, сложен карбонатно-песчано-глинистыми образованиями, вмещающими гематитовые железистые кварциты Туломозерского горизонта ятулия.

4.1.1. Железистые кварциты коматиит-базальтовой ассоциации

Железистые кварциты отложений коматиит-базальтовой ассоциации отмечены в районе Костомукшском, Кухмо, Иломанси, по объему составляют не более 0,3–0,5 % и образуют единичные маломощные, до 1–2 м, прослои, которые прослеживаются на протяжении первых десятков и сотен метров. Для этих железистых кварцитов характерна парагенетическая ассоциация с метавулканитами метабазальтового и коматиитовыми базальтами, а также маломощными (до 1–2 м) углеродсодержащими сланцами. В углеродсодержащих сланцах в кларковых количествах содержатся Cu, Zn, Mn, Ga, Cs, а концентрации В и Cr превышают кларк в 7–8 раз.

Изотопно-геохимические исследования показали, что для сульфидов из рассматриваемых углеродсодержащих сланцев характерны значения $\delta^{34}\text{S}$, близкие к метеоритному стандарту при вариации

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

$\delta^{34}\text{S}$ от $-0,3$ до $-3,4$ %. Принимая во внимание то, что характеризуемые сланцы залегают между покровами шаровых лав метабазальтов, на основании значения $\delta^{34}\text{S}$ можно утверждать, что источником серы служили вулканические эксгалляции [Геология и метаморфизм..., 1991].

Величина $\delta^{13}\text{C}$ в углеродсодержащих сланцах коматиит-базальтовой формации имеет довольно узкий предел вариаций, изменяясь от $-16,1$ до $21,8$ %, что свидетельствует о возможном биогенном восстановлении соединений углерода.

Железисто-кремнистые породы в составе коматиит-базальтовой формации представлены пирротинсодержащими и магнетитсодержащими гранат-амфиболовыми кварцитами (рис. 4.1).

Магнетитовые кварциты макроскопически представляют собой грубослоистые породы с чередованием прослоев кварцевых, хлорит-магнетит-кварцевых, гранат-роговообманко-хлорит-кварцевых с магнетитом, магнетит-гранат-кварцевых с амфиболом куммингтонит-грюнеритового ряда и синезеленой роговой обманкой. Мощность прослоев $4-40$ см. Из рудных минералов, кроме магнетита, присутствуют пирротин ($1-5$ %), ильменит (до 1 %).

Магнетит развивается в прослоях различного состава обычно в количестве не более 5 %, изредка концентрируясь в рудные слои с содержанием до 25 % (табл. 4.1). Выделяются три генерации магнетита. Магнетит I генерации присутствует в ничтожном количестве, образует идиоморфные кристаллы размером $< 0,01$ мм и совместно с игольчатыми зернами амфибола захоронен в кварцевых зернах. Магнетит II генерации представлен гипидиоморфными зернами (до $0,1$ мм) неоднородного строения. В центральной части таких зерен содержатся многочисленные включения силикатных минералов размером тысячные доли мм, придающие зернам ситовидный облик.

Таблица 4.1. Химический состав магнетита железистых кварцитов коматиит-базальтовой ассоциации

Окислы	Содержание, вес. %	Окислы	Содержание, вес. %
SiO_2	0,40	P_2O_5	0,020
TiO_2	0,09	CoO	0,010
Al_2O_3	0,95	NiO	0,010
Fe_2O_3	69,67	CuO	0,002
FeO	28,01	ZnO	0,005
MnO	0,017	Cr_2O_3	0,039
MgO	не обн.	V_2O_5	0,052
CaO	не обн.	не обн.	0,34
Na_2O	0,02	Сумма	99,65
п.п.п.	не обн.	S	0,01
H_2O	не обн.		
K_2O	0,02		

Магнетит этой генерации преобладает в магнетит-амфибол-гранат-кварцевых прослоях, формировался в результате преобразования железисто-кремнистых осадков. Магнетит III генерации наиболее характерен для существенно рудных слоев, где он находится в парагенезисе с кварцем, хлоритом, ильменитом, изредка пирротинном. Формирование магнетита III генерации связано с проявлением более поздних метасоматических процессов.

В целом по минеральному и химическому составу железисто-кремнистые породы встречаются среди отложений коматиит-базальтовой формации, относятся к так называемым безрудным, реже малорудным железистым кварцитам. Они тесно парагенетически связаны с метабазами, слагая маломощные прослои между покровами шаровых лав. Наиболее вероятным источником железа для них служил вулканизм.

Формирование коматиит-базальтовой ассоциации сопровождалось излиянием перидотитовых и пироксенитовых коматиитов с проявлением взрывных процессов (КЭ до 30 %). Центры ультраосновного вулканизма фиксируются приуроченностью к определенным участкам с максимальной суммарной мощностью лавовых потоков, широким развитием автобрекчий, присутствием пирокластики и повышенным значением гравиметрического поля. В этом отношении исключением является район оз. Гимольского, где происходило лишь накопление базальтов с повышенной кремнекислотностью и щелочностью при пониженной магнезиальности и железистости.

Повсеместно среди отложений коматиит-базальтовой ассоциации присутствовали редкие прослои глинистых и хемогенных пород, отлагавшиеся между продуктами излияния вулканитов основно-

го состава. Глинистые осадки с углеродом и серой, относящиеся к наименее зрелому типу гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин, характеризуются крайне низкой степенью дифференциации вещества с примесью туфового материала. Судя по изотопному составу, источником серы служили вулканические эксгалляции, а соединения углерода могли быть восстановлены биогенным путем. Иногда между лавовыми покровами базальтов накапливались продукты разрушения лавовых потоков с примесью глинистого материала, а также маломощные быстровыклинивающиеся пласты хемогенных железисто-кремнистых осадков. Источником железа и кремнезема для последних служил вулканизм. Широкое развитие сульфидов в осадочных породах свидетельствует о преимущественно восстановительных условиях осадконакопления.

4.1.2. Риодацитовая железисто-кремнистая ассоциация

В составе позднеархейских лопийских вулканогенно-осадочных кристаллических образований в средней части геологического разреза контоковской серии развиты породы шурловаарской свиты, сложенные риодацитовой железисто-кремнистой ассоциацией. Породы шурловаарской свиты собраны в крупные продольные складки и прослежены более чем на 20 км, мощность до 600 м.

В составе этой вулканогенной ассоциации присутствуют железисто-кремнистые породы, мощность которых достигает 70 м. Объем железисто-кремнистых пород в составе свиты (ассоциации) достигает 15 %.

В рассматриваемой формации железисто-кремнистые породы парагенетически ассоциируют с метавулканитами риолитового и риодацитового состава, слоистыми слюдисто-кварц-полевошпатовыми сланцами, углеродсодержащими сланцами и кварцитами, претерпевшими метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации. При этом железисто-кремнистые породы часто непосредственно чередуются с метавулканитами, представляющими собой метаморфизованные кристаллокластические туфы риолитов и риодацитов, и слюдисто-кварц-полевошпатовыми сланцами, являющимися метаморфическими эквивалентами слоистых туфов и туффитов с примесью глинистого и кремнистого материала в различном соотношении (рис. 4.2).

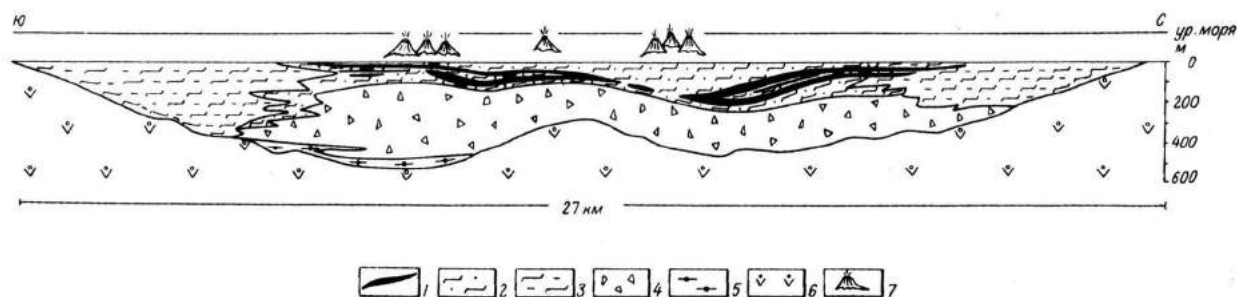


Рис. 4.2. Схема фаціальних взаємозв'язків відкладень ріодацитової залізо-кремністої формації (Сост.: В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская):

- 1 – железисто-кремнистые породы; 2 – туфы риодацитов; 3 – туффиты; 4 – агломератовые туфы риодацитов; 5 – граувакки; 6 – базальты; 7 – предполагаемые центры вулканизма

Углеродсодержащие сланцы и кварциты, входящие в состав характеризуемой ассоциации, содержат 2,0–4,4 % углерода в виде неполнокристаллического графита. Рудная минерализация в них представлена пирротином (1–2 %) в ассоциации с незначительным количеством халькопирита, а также редкими зернами пирита. Химический состав и величины отношений элементов-индикаторов осадконакопления позволяют установить, что данные углеродсодержащие сланцы образовались за счет метаморфизма монтмориллонитовых и гидрослюдистых глин с примесью туфового материала, при этом степень химического выветривания была очень низкой. Осадконакопление происходило в солоновато-водном бассейне, в условиях семигумидного климата.

В углеродсодержащих сланцах лишь содержания V, Ti, Ge, Cu, Sr, Cr и Ba достигают или превышают кларк. На основании изотопно-геохимических исследований для сульфидных минералов из углеродсодержащих сланцев определены значения $\delta^{34}S$, близкие к метеоритному стандарту и колеб-

лющиеся в пределах от 3,6 до –1,2 ‰. Изотопный состав серы, а также непосредственное переслаивание рассматриваемых углеродсодержащих сланцев с метаморфизованными пепловыми туфами и туффитами свидетельствуют в пользу вулканического источника серы. Величина $\delta^{13}\text{C}$ в этих углеродсодержащих сланцах колеблется от –32,4 до –40,1 ‰, что соответствует значениям, характерным для углерода органического вещества.

Железисто-кремнистые породы риодацитово-железисто-кремнистой ассоциации представлены магнетитовыми кварцитами и магнетитовыми сланцами, претерпевшими метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации.

Магнетитовые кварциты по минеральному составу относятся к трем разновидностям – гронерит-, биотит- и актинолитсодержащим. Для них характерна слоистая текстура с послойной сменой минерального состава и обязательным наличием светлых кварцевых прослоев мощностью до 1 см (рис. 4.3).

Среди магнетитовых кварцитов с гронеритом по содержанию магнетита и соотношению окисного и закисного железа выделяются кварциты рудные (встречаются редко), малорудные и безрудные. Главными породообразующими минералами являются кварц (40–45 ‰), магнетит (20–40 ‰), гронерит (10–20 ‰), развивающийся по гронериту биотит (10–20 ‰). Второстепенные минералы представлены кальцитом (до 3 ‰), сульфидами (1–2 ‰), иногда хлоритом (1 ‰). В безрудных кварцитах присутствует гранат (10 ‰) и возрастает содержание пирротина (5–10 ‰).

Магнетит является главным рудным минералом. Он присутствует в кварцевых (1–2 ‰), смешанных (10–15 ‰) и в существенно магнетитовых (до 45 ‰) прослоях и лишь в безрудных кварцитах в целом содержание его снижается до 9–3 ‰. В гронеритсодержащих магнетитовых кварцитах выделяются три генерации магнетита. Магнетит I генерации отчетливо наблюдается в кварцевых прослоях. Он присутствует в незначительном количестве, образует идиоморфные зерна размером тысячные доли мм, захороненные в зернах кварца. Магнетит II генерации резко преобладает и преимущественно развит в рудных, входит в состав смешанных и присутствует в кварцевых прослоях. Он формирует отдельные идиоморфные и гипидиоморфные зерна размером до 0,02 мм, а также петлевидные и диагонально-сростковые агрегаты и представлен магнетитом и мушкетовитом. В кварцевых прослоях магнетит образует индивиды гомогенного строения, для смешанных и рудных прослоев характерен ситовидный магнетит, переполненный включениями силикатных минералов. В таких зернах часто присутствуют овальные включения пирротина. Мушкетовит наблюдается в виде однородных пластинчатых выделений. К III генерации относятся идиобласты магнетита размером до 0,05 мм, в ассоциации с пирротинном образуют прожилки, секущие слоистость.

Биотит-магнетитовые кварциты образуют редкие пласты мощностью не более 10 м. Магнетит в этой разновидности кварцитов ассоциирует с кварцем, зеленовато-бурым биотитом, подчиненным количеством карбоната (кальцита) и сульфидов. Он является главным рудным минералом (до 30 ‰), входит в состав рудных, в небольшом количестве содержится в существенно кварцевых и образует единичные зерна в биотитовых слойках. Выделяются три генерации магнетита. Наиболее ранняя (I) представлена очень малым количеством тонкодисперсного магнетита, который захоронен в зернах кварца и отчетливо наблюдается в кварцевых прослоях. Магнетит II генерации резко преобладает в рудных и присутствует в кварцевых прослоях. Он формирует идиоморфные и гипидиоморфные индивиды с квадратными, пластинчатыми, реже шестигранными сечениями. В рудных слойках магнетит концентрируется в ленточные агрегаты. Различаются две морфоструктурные разновидности магнетита II генерации. Преобладающей разновидностью являются гомогенные зерна, имеющие пластинчатые сечения. Эта разновидность относится к мушкетовиту. Вторая разновидность присутствует в подчиненном количестве и представлена магнетитом неоднородного строения (ситовидным), содержащим включения силикатных минералов пирротина. Магнетит III генерации формирует единичные идиоморфные кристаллы с квадратными ромбическими сечениями и ассоциирует с зеленовато-буроватым биотитом (II генерация), образующим неориентированные пластины.

Химический состав магнетита из биотит-магнетитовых и гронерит-магнетитовых кварцитов приводился ранее. Он отражает общий состав магнетита, но, учитывая преобладание в мономинеральной фракции магнетита, I генерация в большей степени характеризует его.

Сульфиды в биотит-магнетитовых кварцитах риодацитово-железисто-кремнистой формации представлены преимущественно пирротинном, который образует идиоморфные зерна в существенно кварцевых прослоях и каплевидные включения в магнетите II генерации. Кроме этого, в биотитовых слойках пирротин присутствует в виде агрегатов зерен неправильной формы в ассоциации с халькопиритом и развивающимся по пирротину пиритом с коломорфной структурой.

Актинолит-магнетитовые кварциты слагают маломощные прослои (1–5 м) и встречаются в северной части полосы развития отложений риолит-дацитовый железисто-кремнистой формации, где степень метаморфизма приближается к условиям амфиболитовой фации. Содержание магнетита в характеризующихся кварцитах колеблется от 10 до 40 %. I генерация магнетита представлена редкими идиоморфными зернами < 0,001 мм.

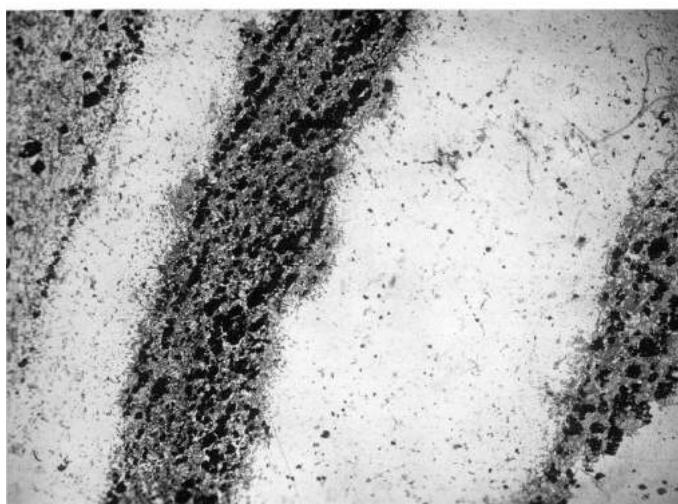
В этом типе высокометаморфизованных кварцитов формируются три генерации магнетита.

Магнетитовые сланцы слагают пласты 5–25, иногда до 60 м, но, в отличие от магнетитовых кварцитов, в этих железисто-кремнистых породах нет существенно кварцевых прослоев, магнетит в них распределен довольно равномерно, а неотчетливая слоистость обусловлена присутствием тонких (< 1 см) биотитовых слойков (рис. 4.4). Магнетит является главным рудным минералом (8–20 %, редко до 30 %). Он ассоциирует с кварцем (35–50 %), биотитом (15–45 %), кальцитом (1–3 %), сульфидами (1–2 %), иногда сине-зеленой роговой обманкой (10 %, редко до 25 %) и плагиоклазом (альбитом 1–2 %, редко до 10 %), из рудных минералов с сульфидами (1–2 %).

Выделяются три генерации магнетита. I генерация представлена единичными зернами, захороненными в кварце, размер которых составляет тысячные доли миллиметра. Магнетит II генерации образует гипидиоморфные, идиоморфные зерна (0,1–0,03 мм) однородного строения, концентрирующиеся в тончайшие слойки (доли мм). Этот магнетит представлен двумя морфоструктурными разновидностями – магнетитом и мушкетовитом. Причем преобладают пластинчатые зерна мушкетовита. Магнетит III генерации формирует идиобласти на порядок крупнее (0,1–0,25 мм) зерен I генерации. Он часто ассоциирует с пирротинном и совместно с последним образует вытянутые цепочки, секущие слоистость, и I сланцеватость. Среди магнетитов III генерации преобладают гомогенные, преимущественно идиоморфные зерна с квадратными пластинчатыми, реже треугольными сечениями, относящиеся к магнетиту и мушкетовиту. Ситовидный магнетит встречается довольно редко. Электронно-микроскопические исследования



а



б

Рис. 4.3. Слоистая текстура в магнетитовых кварцитах. Проходящий свет, ув. 6х, шл. 9^б–9 (а), шл. 9^б–14 (б)



Рис. 4.4. Магнетитовый сланец. Проходящий свет, ув. 6х, шл. 15^б–32

подтвердили однородность строения магнетита III генерации. Для этой генерации характерна ассоциация с пирротинном, который образует отдельные зерна, иногда содержащие включения магнетита и каплевидные включения в магнетите, что свидетельствует об одновременности формирования этих минералов.

Химический состав магнетита из магнетитовых сланцев включает наряду с окислами железа незначительное количество окиси алюминия (0,2 % и менее) при отсутствии окиси магния. Спектроскопически (количественно) в данных магнетитах установлено присутствие Ni, Co, V, Mn, Cu, Cr, а часть этих элементов (Ni, Co, Cu), **возможно, связана с тонкими включениями сульфидов. В рассматриваемых магнетитах отмечается вышекларковое содержание Ge (более 2 кларков), CR, V. При сравнении с содержанием вышечисленных элементов-примесей в первично-вулканогенном магнетите из Долины тысячи дымов – в магнетите из магнетитовых сланцев риолит-дацитовый железисто-кремнистой формации количество Mn, Co, Ni, Cu на порядок меньше, к тому же в эксгальционном магнетите отсутствуют V и Cr.**

Сульфиды в магнетитовых сланцах представлены преимущественно пирротинном, с которым иногда ассоциирует незначительное количество халькопирита и арсенопирита, реже маркизита, изредка по пирротину развивается пирит с коломорфной микроструктурой, что указывает на увеличение концентрации серы на определенном этапе рудообразования. Кроме этого, в ряде случаев пирит образует идиоморфные ситовидные кристаллы размером до 1,5 мм, переполненные включениями силикатов.

Таким образом, минералого-геохимические особенности магнетитовых кварцитов и сланцев риодацитовый железисто-кремнистой формации свидетельствуют о том, что рудные минералы, синхронные с вулканизмом, в них не сохраняются. Магнетит I генерации условно может быть отнесен к диагенетическому. Преобладающие в рудах магнетиты II–III генерации **сформировались на различных этапах метаморфизма, причем условия минералообразования менялись в сторону восстановительных, в результате чего произошло формирование полных псевдоморфоз магнетита по гематиту.**

Условия формирования отложений дацит-риолитовой железисто-кремнистой формации.

Формирование отложений дацит-риолитовой железисто-кремнистой формации связано с проявлением кислого вулканизма. Нижняя часть разреза образований формации сложена метаморфизованными агломератовыми лапиллиевыми туфами риолитов и риодацитов с прослоями слоистых туфов и туффитов, преобразованных процессами метаморфизма в биотит-мусковит-кварц-полевошпатовые сланцы, и прослоями кристаллокластических туфов, в современном виде представленных порфиридовидными лептитами. В верхней части отложений преобладают тонкие пепловые метатуфы, метатуффиты, с которыми ассоциируют метаморфизованные первичноосадочные породы – магнетитовые кварциты, магнетитовые сланцы и углеродсодержащие сланцы. Вулканические центры поставляли преимущественно пирокластический материал (КЭ 70 %), максимальное количество которого накапливалось в непосредственной близости от эруптивных центров.

На заключительной стадии вулканизма в бассейн седиментации поступали преимущественно тонкие пепловые туфы. Они отлагались в солоновато-водном бассейне, чередуясь с прослоями углеродсодержащих монтмориллонитовых и гидрослюдистых глин, содержащих также примесь туфового материала и являющихся продуктами низкой степени химического выветривания. Сингенетическая вкрапленность сульфидов в этих осадках свидетельствует о восстановительных условиях осадконакопления. Источником серы служил вулканизм. На завершающем этапе формирования отложений формации вблизи от эруптивных центров происходило накопление хемогенных железисто-кремнистых осадков, источником железа и кремнезема для которых служил главным образом вулканизм. Изменение **ЕР и рН среды обуславливало дифференциацию железистого и кремнистого материала с образованием отчетливой слоистости.**

В большинстве случаев связанное с вулканической деятельностью относительно кратковременное и интенсивное поступление кремнезема и железа в бассейн седиментации приводило к тому, что железо и кремнезем отлагались одновременно с образованием неотчетливо слоистых железисто-кремнистых осадков, впоследствии преобразованных в магнетитовые сланцы.

4.1.3. Терригенная (флишевая) железисто-кремнистая ассоциация

Рудовмещающие породы. С отложениями терригенной (флишевой) железисто-кремнистой формации связана подавляющая часть запасов железных руд Карелии (месторождения Костомукшское, Корпанга, Межозерское, рудопроявления Гимолы, Большозеро и др.). Магнетитовые кварциты

среди образований формации слагают пласты от нескольких метров до 35, реже 80 м мощностью, протягивающиеся по простиранию на километры и первые десятки километров. Максимальная рудоносность отложений формации отмечается на Костомукшском месторождении, где суммарная мощность железорудного горизонта достигает 700 м (рис. 4.5).

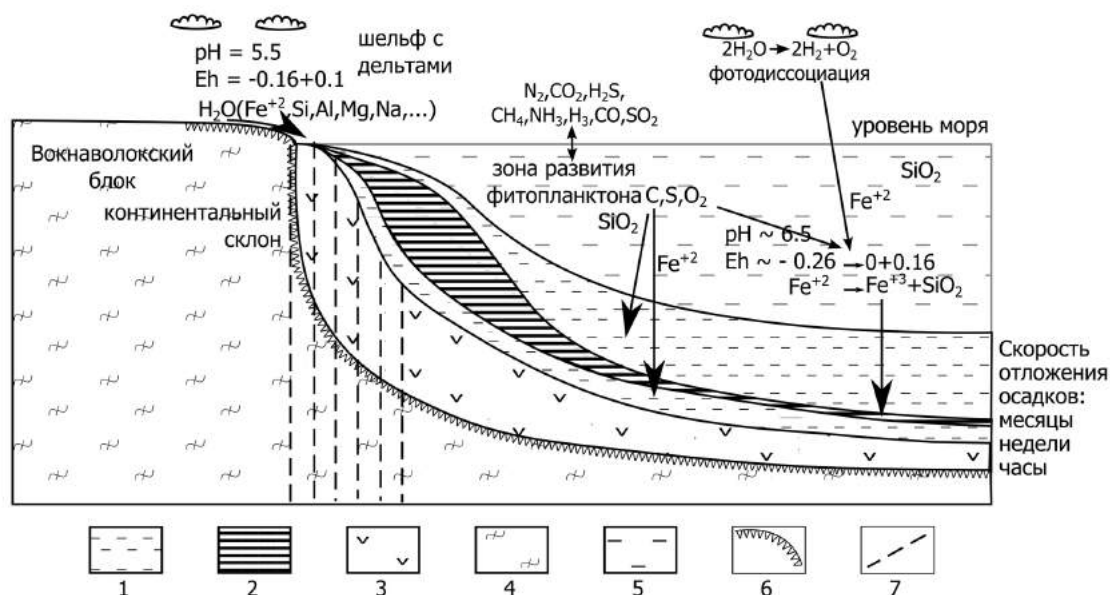


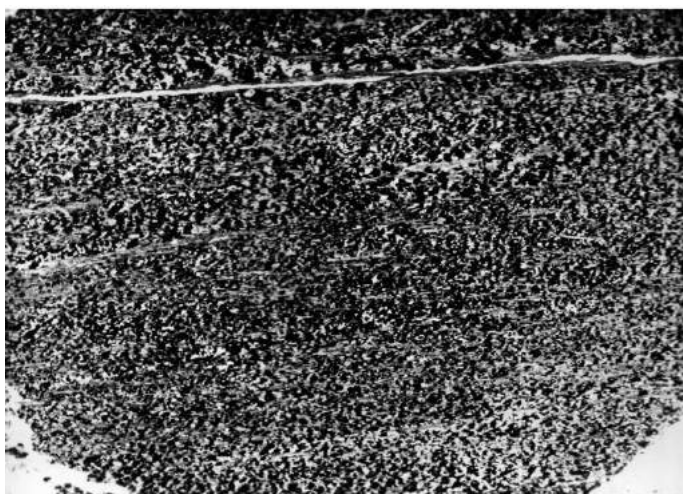
Рис. 4.5. Модель железнакопления позднеархейской терригенной (флишевой) железисто-кремнистой ассоциации:

1 – кварц-полевошпат-биотитовые ритмично-слоистые сланцы; 2 – магнетитовые кварциты; 3 – коматиит-базальтовая ассоциация; 4 – гранито-гнейсы и граниты позднеархейских образований и пород Вокнаволоцкого блока; 5 – водный бассейн седиментации; 6 – кора химического выветривания; 7 – тектонические зоны

Рудовмещающими породами для железистых кварцитов терригенной (флишевой) железисто-кремнистой формации являются углеродсодержащие и ритмично-слоистые полевошпат-кварц-биотитовые сланцы и гнейсо-сланцы, реже в центральной части купольно-блокового поднятия (Гимольский и другие районы) биотит-мусковит-полевошпат-кварцевые сланцы и гнейсо-сланцы.

Для полевошпат-кварц-биотитовых сланцев характерна слоистость градационного типа, в них сохраняются реликты первично обломочных структур. Литологические, петрохимические и геохимические особенности данных слюдястых сланцев свидетельствуют о том, что они образовались за счет метаморфизма песчано-глинистых осадков флишевого типа, отложение которых сопровождалось относительно интенсивным выветриванием и незначительным переносом. Величины отношений элементов-индикаторов условий осадкообразования (Al/Ti, V/Sr, Zr/Cu, V/Cu, Sr/Ba) указывают на то, что осадконакопление происходило в условиях обширного пресноводного или солоноватоводного бассейна.

Углеродсодержащие сланцы, чередующиеся с железисто-кремнистыми породами рассматриваемой ассоциации, являются метаморфическими эквивалентами продуктов сравнительно низкой степени выветривания (типа гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин), однако зрелость их выше по сравнению с подобными породами коматиит-базальтовой и риодацитовый железисто-кремнистой ассоциации. Изотопно-геохимические исследования в углеродсодержащих сланцах и кварцитах терригенной (флишевой) железисто-кремнистой ассоциации, проведенные в ИГФМ АН УССР, показали, что в пиритах и пирротинах из этих пород величина $\delta^{34}\text{S}$ меняется от $-0,2$ до $-7,3$ % при среднем значении $\delta^{34}\text{S}$ $4,8$ %, заметно отклоняющимся от метеоритного стандарта. Сера характеризуемых углеродсодержащих пород, содержащая повышенные концентрации изотопа ^{32}S , отмечает начало микробиологического восстановления сульфатов. Изотопно-геохимические данные по $\delta^{13}\text{C}$ в характеризуемых породах соответствуют биогенным восстановленным соединениям углерода $-26,6$ %. В углеродсодержащих породах впервые выявлено наличие биоты.



а



б

Рис. 4.6. Рибекит-магнетитовый кварцит, микрослоистая текстура, Костомукшское месторождение. Проходящий свет, ув. 6х, шл. 228–21 (а), 228–34 (б)

Особенности тектоники района Костомукшского месторождения определяются сочетанием основных структурно-тектонических элементов: гранито-гнейсовых куполов овалов и окаймляющих их супра-крупных отложений, образующих синклинали. Самая крупная структура – Костомукшский синклинорий; его длина более 20, а ширина 3–7 км. Костомукшское месторождение приурочено к наиболее погруженной части синклинория, представляет собой асимметричную синклиналь, осевая плоскость которой меняет направление с субмеридионального на широтное. Разрывные нарушения представлены разломами различного возраста и порядка. Костомукшскому месторождению присуща характерная для месторождений железистых кварцитов асимметричная зональность строения по вертикали и по латерали. Железорудная толща месторождения делится на Основную и Залежь переслаивания. По объему совпадает с нижней и верхнекостомукшской подсвитами. В Основной залежи протяженностью 14,5 км и мощностью 400 м наблюдается последовательная смена трех пластов углеродистых слюдяных сланцев с преобладанием сульфид- и углеродсодержащих разновидностей пластами железистых кварцитов. Пласты магнетитовых кварцитов обладают зональным строением вкостомукшского простирания и по латерали. Зональность проявлена следующей сменой минеральных разновидностей пород от периферии к центральной части пласта: безрудные биотит-грюнеритовые (сланцы или кварциты безрудные), грюнерит-магнетитовые, щелочно-амфибол-магнетитовые кварциты (рис. 4.6). Наиболее богатые по содержанию железа – щелочно-амфибол-магнетитовые кварциты, они имеют локальное развитие. От лежащего к висячему боку рудной залежи возрастает доля богатых железом биотит- и щелочно-

Таким образом, данные по изотопии серы и углерода наряду с минералогическими, структурно-текстурными и петрохимическими особенностями углеродсодержащих сланцев свидетельствуют об их первичноосадочной природе. Метавулканиты в составе терригенной (флишевой) железисто-кремнистой ассоциации развиты локально, однако в районе оз. Суккозера их количество сопоставимо с долей метаосадочных пород.

Железисто-кремнистые породы и их минералогическо-геохимические особенности. Продуктивной на железо является костомукшская свита гимольской серии Костомукшского месторождения. Свита подразделяется на нижне- и верхнекостомукшскую подсвиты, различающиеся соотношением рудных и сланцевых горизонтов. Для остальных месторождений выделяется нерасчлененная Гимольская серия. Железисто-кремнистые породы в составе отложений рассматриваемой ассоциации представлены магнетитовыми кварцитами, среди которых присутствует целый ряд минеральных разновидностей, различающихся по содержанию магнетита, парагенезису силикатных минералов и текстурным особенностям, что обусловлено составом первичных осадков и характером последующего метаморфизма.

Минеральный состав железистых кварцитов месторождения представлен в работах [Геология и металлогения..., 1981; Железисто-кремнистые..., 1988; Геология и метаморфизм..., 1991; Железорудная база России, 1998; Крупные и суперкрупные..., 2004 и др.].

амфибол-магнетитовых кварцитов. В рудной залежи переслаивания наблюдается примерно равное соотношение пластов углеродистых сланцев и железистых кварцитов. Зональность строения рудных пластов здесь сходна с вышеописанной. Отличительной чертой является преобладающая роль безрудных грюнеритовых кварцитов.

Охарактеризованную кратко зональность на железорудных месторождениях рассматриваем как отражение дометаморфической литологической и геохимической неоднородности, обусловленной условиями осадконакопления. Руды Костомукшского месторождения представлены силикат-магнетитовыми кварцитами, среди которых по составу безрудных минералов выделяются грюнеритовые, щелочно-амфиболовые и биотит-магнетитовые разновидности.

Количество кремнезема в рудных кварцитах изменяется в пределах от 33,28 до 50,3 %, Si в малорудных – от 39,5 до 56,78 %, в безрудных – от 37,24 до 63,80 %. Суммарное содержание оксидов железа в рудных кварцитах варьирует от 38,0 до 61,4 % Fe^{+3} , Fe^{+2} . В малорудных разновидностях кварцитов валовое железо снижается и составляет 29,4–49,0 % при сопоставимых содержаниях Fe_2O_3 и FeO. Для малорудных кварцитов характерно довольно высокое содержание валового железа (33–43,7 %) при резком преобладании Fe^{+2} над Fe^{+3} . Количество Al_2O_3 изменяется от 0,11 до 2,07 % в рудных магнетитовых кварцитах, в малорудных – может достигать 3,68, а в безрудных кварцитах – не ниже 3 %. Содержание MgO (0,24–3,6 %) и CaO (0,86–3,54 %) определяется присутствием безрудных минералов и возрастает в малорудных и безрудных железистых кварцитах. Щелочные компоненты присутствуют в количестве десятых долей процента, и только в магнетитовых кварцитах со щелочным амфиболом содержание Na_2O достигает 1,20–1,88 %.

В рудах Основной рудной залежи Костомукшского месторождения содержание железа «магнетитового» изменяется в пределах от 38 до 40 % при бортовом содержании 17 %. Среднее содержание (%) железа магнетитового составляет 26,45, железа общего – 32,21, серы – 0,20, фосфора – 0,07. Распределение минеральных форм железа следующее (%): «магнетитовое» – 82,2; растворимых силикатов – 10,5; нерастворимых силикатов – 6,5; сульфидов – 0,8.

Грюнерит-магнетитовые кварциты (рис. 4.7). Грюнеритсодержащие магнетитовые кварциты по соотношению магнетита и безрудных минералов (биотита и грюнерита) относятся преимущественно к малорудным и безрудным разновидностям. В малорудных кварцитах содержание магнетита 20–40 %, в безрудных изменяется в пределах от 1 до 10 %. Для малорудных и безрудных разновидностей характерна полосчатая текстура с чередованием кварцевых, силикатно-магнетитовых и безрудных слоев мощностью 0,1–3 см. В безрудных кварцитах мощность кварцевых и силикатных слоев возрастает до 5 см. В более богатых магнетитом (35–55 %) разновидностях преобладают существенно магнетитовые прослои с грюнеритом и кварцем мощностью 1–10 см, тогда как мощность кварцевых прослоев



а



б

Рис. 4.7. Грюнерит-магнетитовый кварцит, Костомукшское месторождение. Проходящий свет, ув. 6х, шл. 645 (а). 642 (б)

не превышает 1,5 см. Грюнеритовые железистые кварциты наиболее распространены из всех разновидностей железисто-кремнистых пород Костомукшского месторождения.

Биотит-магнетитовые кварциты. Текстура кварцитов тонко- и грубополосчатая с преобладанием рудных и смешанных прослоев над существенно кварцевыми. Мощность прослоев изменяется от 0,2 до 4,5 см. Кварцевые слои иногда усложнены микрослоистостью.

Щелочно-амфибол-магнетитовые кварциты. Магнетитовые кварциты со щелочным амфиболом ряда рибекит – магнезиорибекит (присутствует исключительно на Костомукшском месторождении) являются наиболее богатыми рудами среди железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Этим кварцитам присуща неотчетливослоистая текстура с чередованием слоев мощностью 0,5–1 см, незначительно различающихся количеством магнетита. Редкие кварцевые слои усложнены микрослоистостью и благодаря присутствию в них тонких вкраплений гематита окрашены в красный цвет.

Магнетит в основном тонкозернистый (0,01–0,05 мм), за исключением Корпангского месторождения и участков, оконтуривающих Костомукшское месторождение и Межозерское месторождение, и ассоциирует с кварцем, грюнеритом, биотитом, рибекитом, карбонатом, гематитом и пиритом в различных вариациях в зависимости от состава железистых кварцитов. В каждой из разновидностей устанавливается несколько генераций магнетита, отличающихся формой, размерами и внутренним строением. Магнетит 1 – наиболее ранний, весьма мелкозернистый (до 0,03 мм), в виде идиоморфных зерен, обычно приурочен к кварцевым зернам или межзерновым пространствам в кварцевых слоях. Вероятно, по условиям образования он связан с диагенетическим этапом формирования пород. Магнетит 2, отражающий преимущественно метаморфический этап минералообразования, характеризуется развитием отдельных кристаллов и агрегатов с различной морфологией или скелетными формами. С гематитом, кварцем и силикатами он образует, как правило, ксеноморфные и субидиоморфные сростания. Наряду с включениями кварца, амфибола, слюд (пойкилитовый тип сростаний) в отраженном свете нередко заметны участки голубого маггемитизированного магнетита. При электронно-микроскопических исследованиях в магнетите иногда обнаруживаются в небольших количествах (до 1 %) ориентированные по (111) пластинчатые выделения ильменита длиной до нескольких микрометров при ширине 0,2–0,3 мкм, а также изометричные включения шпинели размером 0,6–0,8 мкм. Магнетит 3 – мушкетовит связан с восстановительными этапами в процессе образования пород. Обычно он образует мелкие, тонкопластинчатые или крупнозернистые выделения, ассоциируя с другими генерациями магнетита.

В табл. 4.2 отражен химический состав магнетитов основных разновидностей кварцитов. Они характеризуются незначительными содержаниями **Ti, Mg, Al, входящими иногда в состав шпинели и ильменита.** Чрезвычайно малы содержания **Mn, Ni, Co, V, иногда заметно некоторое повышение содержаниями Sr.** Повышенные содержания фиксируются для свинца, реже – цинка и меди. Отсутствие корреляционных зависимостей между этими элементами включает их увязку с сульфидами. Твердость минерала изменяется от 5720 до 6700 МПа, в 70 % образцов она составляет 6000–6640 МПа.

Типохимизм магнетита проявляется в постоянно повышенных содержаниях свинца и цинка, фиксирующих восстановительные условия кристаллизации. Существенные изменения содержания хрома отражают уровень активности щелочной среды кристаллизации и режима летучих компонентов.

Кварц как один из главных породообразующих минералов постоянно присутствует во всех разновидностях железисто-кремнистых пород. Количество кварца варьирует и составляет в рудных железистых кварцитах 35 %, в малорудных кварцитах – до 20 %. В существенно кварцевых прослоях содержание его достигает 75–95 %, в рудных – 30–40 %, в прослоях смешанного состава 20–40 %.

Большинство исследователей отмечает три основные разновидности (генерации) кварца: 1) ранний, загрязненный тонкими вкраплениями рудных минералов; 2) перекристаллизованный, более крупнозернистый; 3) поздний кварц в прожилках.

Ранний кварц – наиболее тонкозернистый (0,01–0,04 мм), образует изометричные, реже – неправильной формы зерна с неровными, извилистыми, амебообразными очертаниями и содержит микрозернистые включения гематита или магнетита. Для него характерно слабовыраженное волнистое угасание.

Среди магнетитовых кварцитов, претерпевших метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации, встречаются реликтовые участки, где сохраняется наиболее ранний кварц (центральная часть месторождения). Такой кварц получил наибольшее развитие в кварцевых слоях щелочно-амфиболовых и в грюнерит-магнетитовых кварцитах.

Перекристаллизованный гранатобластовый кварц преобладает во всех разновидностях железистых кварцитов. Для него характерно отсутствие волнистого угасания; форма зерен чаще всего изометричная с полигональными очертаниями. Он наполнен включениями магнетита и тончайших игольчатых кристаллов амфибола. С увеличением степени метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фации возрастает размер зерен кварца от 0,01 до 0,3 мм и происходит очищение от включений.

Таблица 4.2. Химический состав магнетита железистых кварцитов Костомукшского месторождения, %

Минеральная разновидность	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	S	Cr ₂ O ₃	п.п.п.	S	$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$
Биотит-магнетитовая	0,06	0,07	0,04	69,64	29,49	следы	следы	следы	0,14	0,10	0,31	0,029	0,04	99,98	2,36
Рибекит-магнетитовая	0,19	следы	0,05	68,48	30,78	следы	следы	0,11	0,09	0,10	–	0,030	–	100	2,22
Роговообманково-биотит-магнетитовая	0,02	0,05	0,04	67,33	31,25	следы	0,09	0,49	0,38	0,21	–	0,050	–	99,99	2,16

Примечание. Аналитик А.Я. Ротарь (Институт геохимии и физики минералов АН УССР).

Амфиболы магнетитовых кварцитов западной части Карелии относятся к двум подгруппам: магнезиально-железистые (моноклинные грюнеритовые), щелочные (моноклинные рибекит-магнезиорибекитовые, субщелочная сине-зеленая роговая обманка).

Грюнерит является наиболее распространенным. Содержание его изменяется от 10–15 до 40 % в безрудных силикатных кварцитах. Обычно широко развита железистая разновидность. Грюнерит представлен двумя генерациями.

Грюнерит 1 преобладает и образует тонкие призмы без конечных граней (спайность, совершенная по призме). Длина индивидов от 0,3 до 1 мм, ширина – от 0,01 мм и меньше. Ассоциирует с кварцем, магнетитом, сине-зеленой роговой обманкой, пирротинном, гранатом. В существенно грюнеритовых слоях игольчатые кристаллы ориентированы параллельно сланцеватости. На границах рудных и кварцевых прослоев часто концентрируются в виде пучкообразных, радиально-лучистых и спутанно-игольчатых агрегатов или формируют почти мономинеральные грюнеритовые прослои с ростом кристаллов перпендикулярно границе прослоев. Цвет – светлый, серовато-желтый и буровато-желтый. Плеохроизм – от светло-желтого и буровато-желтого по Ng до бесцветного по Ng; с Ng = 12–14°, $n_g = 1,704–1,718$; $n_p = 1,665 – 1,698$, $n_g - n_p = 0,023 – 0,030$ 2V = –80÷–84°. Оптические свойства свидетельствуют о том, что состав грюнерита непостоянен и изменяется в пределах от почти чистого грюнерита до амфибола с грюнеритовым миналом около 25 %.

Грюнерит 2 образует ориентированные призматические зерна длиной 3–10, реже – до 20 мм, и шириной 0,1–0,5 мм, секущие слоистость. Он обычно присутствует повсеместно в грюнеритсодержащих кварцитах, но наиболее характерен для безрудных силикатных разновидностей пород.

Химизм амфиболов грюнерит-куммингтонитового ряда изучен Ю.И. Лазаревым в железистых кварцитах Костомукшского месторождения. Он отмечает, что для более позднего (посткинематического) грюнерита 2 характерно возрастание содержания магния наряду с увеличением степени окисления железа при уменьшении его общего количества.

Щелочные амфиболы развиты в соответствующих разновидностях магнетитовых кварцитов Костомукшского месторождения и месторождения Корпанга, изредка присутствуют в магнетитовых кварцитах Межозерского месторождения. Они неоднородны по составу, что отражено в колебаниях их оптических свойств (рис. 4.8, 4.9).

Рибекит – самый распространенный щелочной минерал железистых пород Костомукшского месторождения, содержание его иногда достигает 15 % в щелочно-амфиболовых разновидностях магнетитовых кварцитов. Он ассоциирует с кварцем, магнетитом (мушкетовитом), гематитом, анкеритом. По структуре и соотношению с другими минералами выделяются две генерации рибекита, сформировавшиеся на различных этапах метаморфизма.

Рибекит 1 резко преобладает над остальными разновидностями, преимущественно концентрируется в рудных прослоях в виде ориентированных призматических кристаллов длиной до 0,8 мм.

В кварцевых прослоях образует обособленные зерна длиной не более 0,2 мм. Встречаются две разновидности рибекита 1. Для одной из них (оксиродусит, по Лазареву) характерны густой синий цвет, аномальная интерференционная окраска и резкий плеохроизм, по Np – зеленовато-синий, по Nm – темный серовато-фиолетовый, по Ng – светло-желтый. Другая разновидность (родусит, по

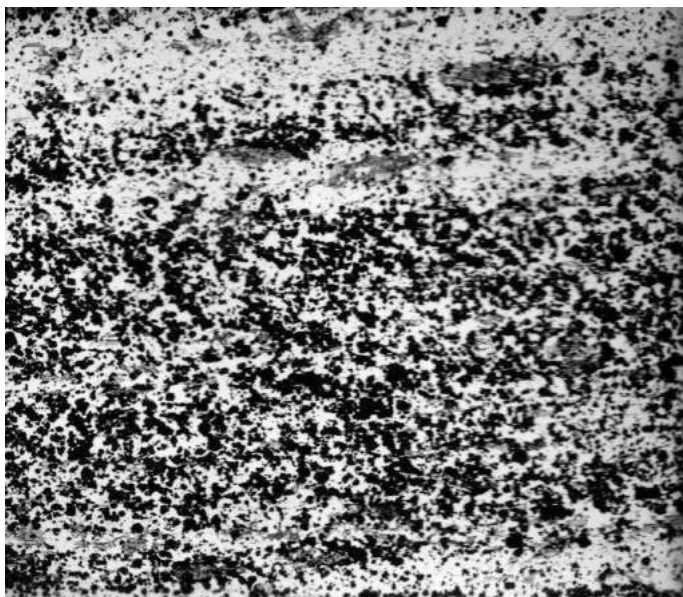


Рис. 4.8. Актинолит-магнетитовый кварцит, текстура. Костомукшское месторождение, юго-восточная часть. Проходящий свет, ув. 6х, шл. 263–6

светлого желтовато-зеленого по N_p , с $N_g = 8-17^\circ$, $2V = -56^\circ-64^\circ$, $n_g = 1,690 - 1,698$; $n_p = 1,666-1,672$, $n_g - n_p = 0,019-0,024$.

Биотит в железистых кварцитах западной части Карелии отмечен в разных количествах и играет роль породообразующего или второстепенного минерала. В рудных железистых кварцитах его содержание не превышает 15 % и достигает максимума (до 50 %) в безрудных железисто-кремнистых породах. Наиболее распространен биотит в магнетитовых кварцитах Костомукшского месторождения. Выделены две разновидности биотита по цвету: зеленый и коричневый.

Зеленый биотит формируется на различных этапах метаморфизма пород. Ранний биотит преобладает и образует ориентированные по сланцеватости чешуйки длиной 0,1–0,8 мм. Для него характерен плеохроизм от зеленого и зеленовато-бурового до светло-желтого с прямой схемой.

Наряду с этим биотитом встречаются редкие, ориентированные в большинстве случаев по сланцеватости, пойкилопорфириобласты зеленого, более крупнозернистого биотита длиной до 3 мм. Коричневый цвет образует редкие неориентированные пластинки и является наиболее поздним.

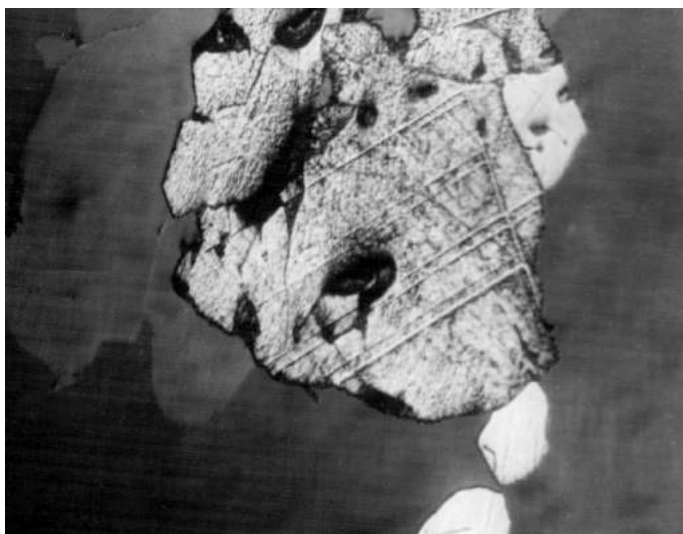


Рис. 4.9. Полисинтетические двойники в мушкетовите. Костомукшское месторождение, юго-восточная часть. Отраженный свет, аншл. 263–10, ув. 270х. Протравлено HCl

Лазареву) окрашена в более светлые тона. При аналогичном характере плеохроизма обладает меньшими показателями преломления и углом угасания.

Рибекит 2 встречается редко; образует порфириобласты длиной от 0,8 до 3 мм и шириной от 0,5 до 1,5 мм, ориентированные по сланцеватости или косо к ней. Вероятно, это поздняя генерация.

Химический состав щелочных амфиболов изменчив, соответствует составу амфиболов ряда рибекит – магнезиорибекит.

Сине-зеленая роговая обманка характерна для малорудных железистых и безрудных силикатных кварцитов, где ее содержание достигает 20 %. Сине-зеленая роговая обманка является вторичным минералом, образуется путем замещения грюнерита, зеленого биотита, карбоната (доломита). В то же время по ней изредка может развиваться коричневый биотит. Для роговой обманки свойственен плеохроизм, от сине-зеленого или зеленовато-голубого по N_g до

светлого желтовато-зеленого по N_p , с $N_g = 8-17^\circ$, $2V = -56^\circ-64^\circ$, $n_g = 1,690 - 1,698$; $n_p = 1,666-1,672$, $n_g - n_p = 0,019-0,024$.

На основании изучения состава и свойств зеленых биотитов магнетитовых кварцитов Костомукшского месторождения они относятся к селадонитам. Сопоставление химического состава биотитов с геохимией железистых кварцитов показало, что установленные различия определяются химизмом пород. Увеличение в породах содержания железа и степени его окисления приводит к росту в биотитах магния и трехвалентного железа. Для биотитов безамфиболовых кварцитов характерно пониженное содержание магния и повышенное содержание алюминия.

Увеличение в породах содержания железа и степени его окисления приводит к росту в биотитах магния и трехвалентного железа. Для биотитов безамфиболовых кварцитов характерно пониженное содержание магния и повышенное содержание алюминия.

На основании изучения состава и свойств зеленых биотитов магнетитовых кварцитов Костомукшского месторождения они относятся к селадонитам. Сопоставление химического состава биотитов с геохимией железистых кварцитов показало, что установленные различия определяются химизмом пород. Увеличение в породах содержания железа и степени его окисления приводит к росту в биотитах магния и трехвалентного железа. Для биотитов безамфиболовых кварцитов характерно пониженное содержание магния и повышенное содержание алюминия.

На основании изучения состава и свойств зеленых биотитов магнетитовых кварцитов Костомукшского месторождения они относятся к селадонитам. Сопоставление химического состава биотитов с геохимией железистых кварцитов показало, что установленные различия определяются химизмом пород. Увеличение в породах содержания железа и степени его окисления приводит к росту в биотитах магния и трехвалентного железа. Для биотитов безамфиболовых кварцитов характерно пониженное содержание магния и повышенное содержание алюминия.

Карбонаты в железистых кварцитах представлены анкеритом, доломитом и кальцитом. Обычно они второстепенные минералы.

4.1.4. Богатые железные руды Костомукшского рудного района

В результате научно-исследовательских работ в Костомукшском железорудном узле были выявлены богатые железные руды, развивающиеся по железистым кварцитам.

Богатые метаморфогенные руды отмечены в пределах участков Северо-Костомукшского, а также в центральной части карьера Костомукшского железорудного месторождения. В централь-

ном карьере в рибекит-магнетитовых кварцитах главным рудным минералом богатых руд является магнетит. В пределах Северо-Костомукшского участка было выявлено и проведено описание пяти проявлений и столько же мелких залежей богатых руд. Проявление богатых магнетитовых руд хорошо прослеживается визуально по отсутствию существенно кварцевых слоев, а также в «пятнистых» высокометаморфизованных железистых кварцитах по отсутствию визуально видимого кварца. Руда становится массивной. В этих рудах содержание железа составляет 52–57 % и до 60 %. Условия залегания рассматриваемых руд выявляются по скважинам и центрального карьера месторождения. Преобладающей является линзовидная форма тел с мощностью от 0,5 до 20 м. Ориентировка тел относительно слоистости магнетитовых кварцитов близка к согласной, иногда – пологосекущее залегание, что дает основание для заключения об эпигенетическом характере богатых руд. Вопрос об исходном субстрате для образования богатых магнетитовых руд не вызывает сомнений – метаморфогенный, за счет преимущественно железистых кварцитов при условии двух протерозойских последовательных метасоматических процессов – первоначально щелочного метасоматоза и наложенного более позднего железисто-магнезиального. Выделяются два типа богатых руд. Рудные минералы одной разновидности богатых руд сложены слоистыми агрегатами магнетита и кварца, которые унаследовали состав рудных минералов от исходных магнетитовых кварцитов при сохранении своих структурных особенностей и содержат 52–57 % железа (рис. 4.10, 4.11). Эти структурные особенности богатых руд и содержание железа в них аналогично среднему содержанию в рудных слоях железистых кварцитов. Другой тип богатых железистых руд сформировался из высокометаморфизованных крупнокристаллических «пятнистых» магнетитовых кварцитов северной и восточной частей месторождения без видимой слоистости.

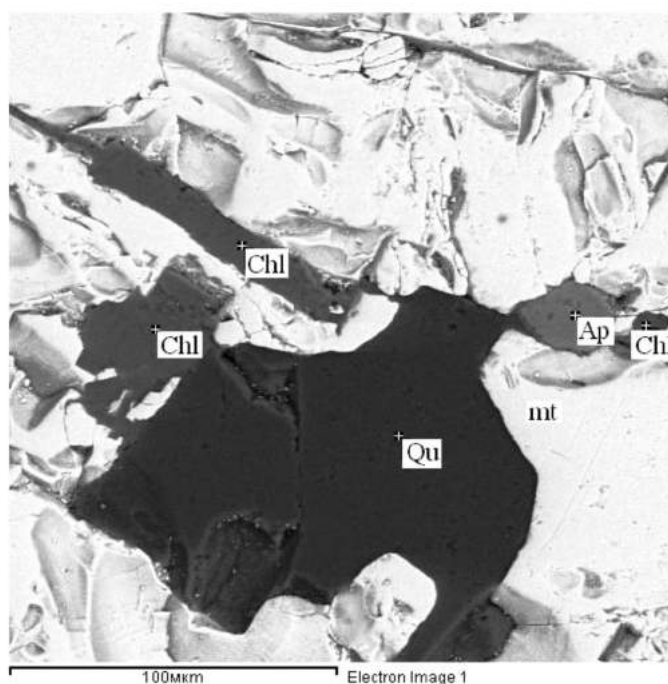
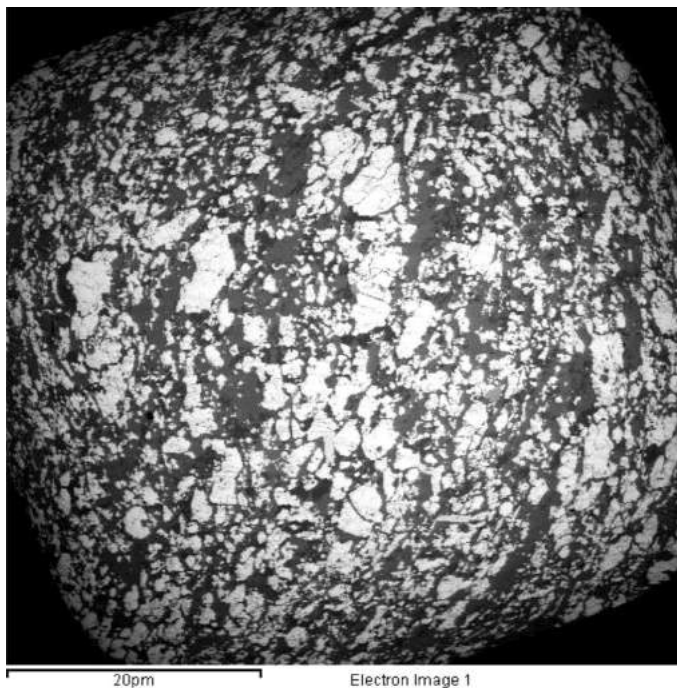


Рис. 4.10. Богатая магнетитовая руда (скв. 369, гл. 15); апатит в магнетитовой руде (скв. 269, гл. 15). Изображение в отраженных электронах. Mt – магнетит, Ap – апатит, Chl – хлорит, Qu – кварц

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Из магнетитовых кварцитов формируются богатые руды с содержанием железа до 60 % (табл. 4.3). При этом более поздний, наложенный на все типы пород, и в т. ч. на сформировавшиеся богатые железные руды, железо-магнезиальный метасоматоз несколько снижает содержание железа в этих богатых рудах.

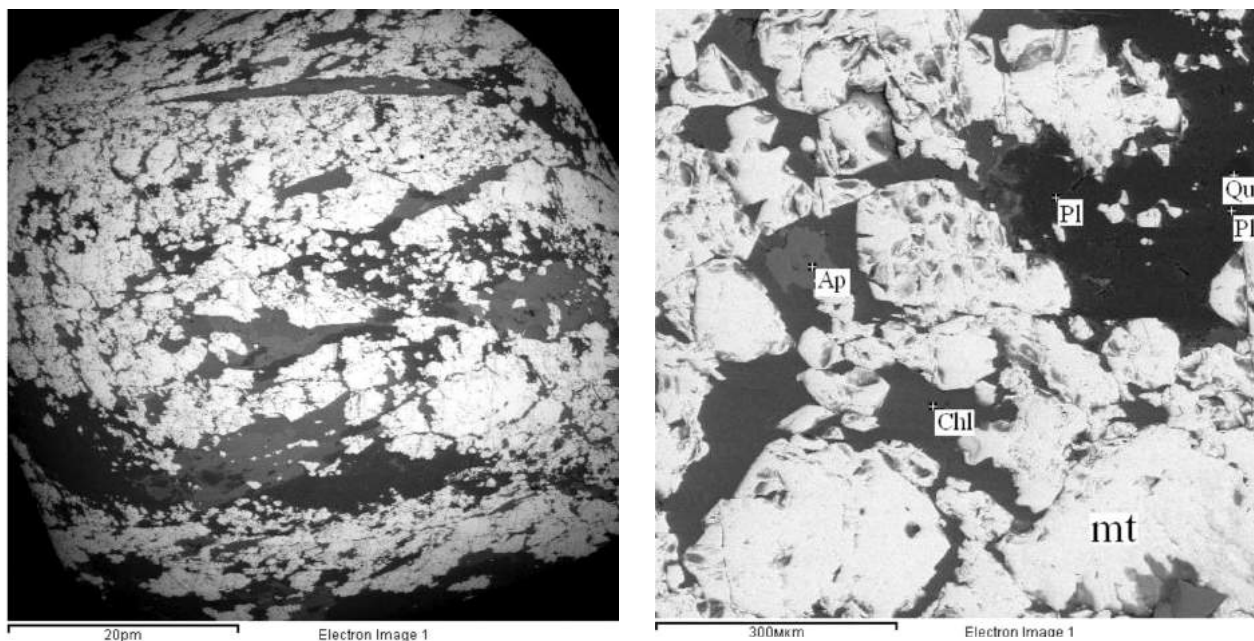


Рис. 4.11. Богатая магнетитовая руда (скв. 352); силикатные минералы в магнетите (скв. 352).
Изображение в отраженных электронах

В результате щелочных метасоматических процессов в железистых кварцитах, связанных с выносом из кварцитов щелочными калиевыми растворами протерозойских гранитов кремнезема, происходит сокращение объема или усадка железистых кварцитов при переходе в богатую руду. Главным свидетельством такой усадки является сокращение объема рудных пород в среднем до 30 % по мощности при возрастании плотности пород. Такое явление названо Д.С. Коржинским эндогенной метасоматической контракцией.

Таблица 4.3. Редкие и редкоземельные элементы богатых руд Костомукшского рудного района

Элементы	352-1	352-1	369-1	369-2	369-3	373-1
	Концентрация, ppm					
La	5,707	4,977	16,498	10,299	110,143	3,204
Ce	12,445	11,562	34,170	21,479	197,017	8,387
Pr	1,525	1,388	4,120	2,459	17,61	1,370
Nd	6,180	5,744	16,729	9,548	62,231	6,590
Sm	1,327	1,226	3,319	1,955	7,941	1,550
Eu	0,586	0,620	0,955	0,702	2,120	0,530
Gd	1,601	1,566	3,306	2,599	8,801	1,947
Tb	0,268	0,256	0,668	0,449	0,958	0,439
Dy	1,656	1,576	2,290	1,588	2,773	1,825
Ho	0,360	0,354	0,807	0,502	0,776	0,643
Er	1,040	0,987	2,297	1,365	2,032	1,980
Tm	0,161	0,151	0,353	0,207	0,294	0,310
Yb	1,006	0,971	2,008	1,223	1,655	1,957
Lu	0,160	0,172	0,332	0,214	0,242	0,345
Y	10,806	9,982	22,976	13,695	24,418	18,871
Th	1,059	1,853	4,525	4,567	3,864	3,559
Sc	< 0,0015	< 0,0015	16,240	13,381	11,139	4,947
Rb	4,554	7,209	1,629	8,090	14,283	13,080
Sr	162,405	212,139	17,573	16,008	16,196	11,145

Элементы	352-1	352-1	369-1	369-2	369-3	373-1
	Концентрация, ppm					
Zr	6,886	5,561	137,605	95,468	84,550	58,538
Nb	6,852	8,024	97,577	50,895	13,538	25,594
Ba	67,069	196,902	10,062	29,606	36,710	35,965
U	0,457	0,638	1,608	1,237	2,554	1,631
Co	1,342	1,531	37,204	30,042	30,023	26,822
Cu	201,629	205,425	337,358	364,658	358,838	350,242
Ni	< 0,0010	< 0,0010	155,971	145,636	90,472	74,556
Cr	0,928	1,670	261,556	369,544	214,062	115,790
Ta	2,274	7,652	13,858	6,586	5,779	15,570
Ti	1806,537	1642,137	6875,579	6997,693	6930,394	4367,709
Cs	0,242	0,395	0,210	0,550	1,109	0,772
Pb	1,924	2,960	2,100	1,835	2,579	1,913
Li	7,634	7,179	16,675	21,293	43,605	8,348
Mn	433,434	416,150	1275,336	1137,288	1631,990	1359,459
Mg	9195,340	8792,073	43165,219	41894,892	85422,706	40948,726
K	653,823	626,302	<0,06	1102,674	2505,645	2124,456
Ca	7626,685	7789,533	4085,040	2296,758	1870,659	3662,385
Na	3469,113	3314,607	3170,988	3074,405	493,382	311,085
W	0,189	1,038	1,356	0,367	0,141	0,250
Fe	359647,019	350001,390	422743,718	360447,500	224110,112	332453,560
Zn	260,601	304,056	429,526	528,757	483,648	482,185
Ga	11,413	10,815	30,870	35,431	39,079	21,279
Mo	21,170	21,907	28,441	29,832	33,714	36,032
Al	28061,143	27675,780	41827,968	41057,203	71514,023	27563,898
As	4,324	4,333	2,967	2,308	2,236	<0,0005
Bi	0,207	0,332	0,266	0,201	0,216	0,406
Hf	0,288	0,206	3,435	2,699	2,456	1,596

4.1.5. Условия формирования железистых кварцитов

В настоящем разделе рассматриваются возможные палеотектонические и физико-химические условия образования геологических формаций в верхнем архее, которые привели к появлению или отсутствию в их составе железистых кварцитов в архейских (саамских) и в лопийских и протерозойских (медвежьегорский горизонт ятулия) супракрустальных комплексах Карелии. За длительную историю изучения железисто-кремнистых осадков докембрия исследователями были предложены многочисленные гипотезы, объясняющие их происхождение, среди которых наиболее широко распространены следующие: терригенно-осадочная [Железисто-кремнистые..., 1988 и др.], вулканогенно-осадочная [Чернов и др., 1970 и др.], метасоматическая, магматогенная и космическая. Причем в последние годы появляется все больше данных, подтверждающих терригенно-осадочное и вулканогенно-осадочное происхождение железисто-кремнистых полосчатых образований. Наиболее детальные исследования по созданию физико-химической модели формирования полосчатых железисто-кремнистых осадков отражены в работах А. Трендала (1972), Х.Д. Холланда (1975), Ю.П. Мельника (1973, 1986), П. Клауда (1975), А.А. Дроздовской (1983, 1984, 1988, 1990 и т. д.) и др.

Детальное изучение геологических разрезов, восстановление первичной природы лопийских супракрустальных образований Карелии, привлечение данных по экспериментальному исследованию воссоздания модельным способом геохимических процессов формирования железисто-кремнистых осадков [Мельник, Ярошук, 1966; Мельник, 1973; Белевцев, Дроздовская, 1984 и др.] позволили наметить основные черты палеофациальных, палеогеографических и палеотектонических условий формирования железисто-кремнистых формаций Карелии.

В составе нижнеархейских саамских комплексов Карелии, наиболее сложных, глубокометаморфизованных и наименее изученных в палеофациальном отношении, никем из исследователей [Кратц, 1963; Геология Карелии, 1987] железистые кварциты обнаружены не были. Причины отсут-

ствия железисто-кремнистых образований в составе нижнеархейских саамских комплексов могут объясняться практически полным отсутствием свободного кислорода и резко восстановительными условиями для соответствующего периода. Растворенного железа (Fe^{2+}) в водах водного бассейна, как и при химическом выветривании пород в нижнем архее из-за анионного состава архейской гидросферы (N_2 , CO_2 , H_2S , CH_4 , CH_3 , H_2 , CO , SO_2) [Дроздовская, 1984; 1990], не могло быть, т. к. освобождавшееся при выветривании железо сразу же могло связываться в алюмосиликатные или сульфидные минералы.

И в то же время в составе нижнеархейского саамского комплекса Карелии значительную роль играют разнообразные высокоглиноземистые слюдястые гнейсы, относимые исследователями к метаморфизованным осадочным высокоглиноземистым толщам [Стратиграфия..., 1984 и др.].

Алюминий, как моновалентный элемент с единственной валентностью Al^{3+} , высоким кларком для земной коры (8,05), обладает амфотерными свойствами. В природе главное геохимическое значение принадлежит глинозему Al_2O_3 и его гидратам. В закисных условиях ($E_h < -0,1$ в) гидрат алюминия начинает осаждение из сульфатных растворов при pH 4,1, из хлоридных – 6,5. В условиях архейской атмосферы, обладающей высокими кислотными свойствами, возможно существование растворенных в водной среде форм глинозема, выносимых из раннеархейских кор химического выветривания. Растворенные формы Al_2O_3 при химическом осаждении, вероятно, привели к образованию мощных толщ высокоглиноземистых осадков саамского комплекса.

Формированию лопийского комплекса предшествовали денудация и пенепленизация стабилизированных к лопийскому периоду саамских складчатых сооружений, что способствовало накоплению прерывистых толщ, унаследовавших от саамия состав терригенных глинисто-песчаных, аркозовых осадков и участками сохранившихся конгломератов [Геология Карелии, 1987 и др.]. Характер грубых терригенных осадков свидетельствует, что их накопление происходило в довольно мелководных условиях формирующегося лопийского бассейна осадконакопления и контролировалось, вероятно, геоморфологией фундамента.

Химические осадки среди глубокометаморфизованных аркозовых толщ этого периода (нюкзерская толща) представлены маломощными (1–3 м) быстровыклинивающимися (первые сотни метров) линзовидными пластами гранатитов или гранатовых кварцитов. Для этих слоистых метаморфизованных осадков, наряду с повышенными концентрациями в них кремнезема (61–69 %) и железа (15–21 %), характерны высокие содержания глинозема (до 12 %).

В условиях близкой к слабовосстановительной ($E_h = 0-0,17$ в) и слабокислой близкой к нейтральной обстановки (pH = 6,4) с высоким парциальным давлением двуокси углерода, обладающего интенсивными растворяющими свойствами ($P_{\text{CO}_2} = 10^{-2}$ атм.) [Дроздовская, 1984], в позднем архее происходят интенсивное выветривание горных пород и массовая миграция практически всех элементов, включая алюминий, железо и кремний, которые в водный раствор переходили в сопоставимых количествах и отлагались в виде химических глиноземисто-железисто-кремнистых осадков и отложения собственно железисто-кремнистых осадков.

С базальтовым вулканизмом в Карельском регионе связано образование редких и маломощных быстровыклинивающих линзовидных пластов силикатно-магнетитовых кварцитов, тогда как известно, что в результате вулканогенного процесса выносятся из земных недр колоссальные количества пересыщенных растворов, содержащих кремний, железо, алюминий, марганец и много других химических элементов. Геохимическим барьером осаждения крайне незначительных по объему (0,1–0,2 %) железисто-кремнистых осадков совместно с базальтоидами мог служить температурный градиент и довольно высокий градиент величины pH, возникавший на контакте кислых вод вулканогенного происхождения (ювенильные воды), насыщенных хлором, углекислотой, сероводородом, но лишенных свободного кислорода, со слабозакислыми и слабозакисными архейскими океаническими водами. В результате происходило выпадение в водных бассейнах вблизи вулканических очагов в депрессиях морского дна неслоистых или грубослоистых железисто-кремнистых осадков, преобразованных процессами метаморфизма в силикатно-магнетитовые сульфидсодержащие грубослоистые кварциты (см. рис. 4.1). Грубая слоистость в последних может быть объяснена периодичностью вспышек вулканической деятельности. В процессе базальтового вулканизма из гидротермальных и фумарольных источников, содержащих в значительных объемах пересыщенные растворы Fe^{2+} в виде хлоридных соединений, в зависимости от колебания pH или P_{CO_2} , величины которых были, вероятно, взаимосвязаны, в осадок выпадали карбонатные соединения типа FeCO_3 или $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{CO}_3$ совместно с сульфидами и коагулирующими соединениями кремнезема и глинозема. Синхронность выпадения железисто-кремнистых осадков с изли-

яниями эффузивов основного состава подтверждается их непосредственным переслаиванием, а также геохимическими особенностями железисто-кремнистых осадков.

Формирование на довольно ограниченной территории в основании лопия Западной Карелии существенно пирокластических толщ риодацитового состава связано, вероятно, с кратковременной сменой тектонического режима и появлением свободного кислорода. Отложение пирокластического материала происходило при закономерной фациальной смене более грубых агломератовых и лапиллиевых туфов вблизи вулканических центров кристаллокластическими туфами, а затем на удаленной от центров вулканизма дистальной части – слоистыми и ритмичнослоистыми тонкими туфами и туффитами с примесью терригенного существенно глинистого, кремнистого и карбонатного материала [Раевская, 1979; Геология и металлогения..., 1981]. Наряду с преобладающими вулканитами риодацитового состава в верхней части разреза формации отмечаются пласты песчано-глинистых терригенных осадков небольшой мощности, а в юго-восточной части Костомукшской синклинали – также слоистых метаграувакк, образовавшихся в результате разрушения подстилающих metabазальтов. В ассоциации с туфами кислого состава присутствуют пласты железисто-кремнистых осадков, достигающих мощности 60 м, и углеродсодержащих глинистых осадков, превращенных в филлитовидные сланцы. Парагенетические ассоциации железисто-кремнистых метаосадков с вулканогенными и терригенными свидетельствуют: источником железисто-кремнистого материала служили здесь как эндогенные, так и экзогенные процессы.

Геохимическим барьером осаждения железисто-кремнистых осадков здесь послужило, вероятно, сочетание высокого градиента величины рН на контакте кислых вулканогенных термальных вод, содержащих в растворенном состоянии высокие ($n \cdot 10^{-1}$ – $n \cdot 10$) концентрации железа, кремния и незначительным содержанием свободного кислорода в водах океана, а также температурный градиент (см. рис. 4.2).

Резкое скачкообразное увеличение величины Eh и рН на контакте вулканогенных кислых термальных вод (с параметрами рН = 2–4 и Eh > 0–0,17 в) с океаническими (рН = 6,4 и Eh = 0,2 в), колебания P_{CO_2} привели к образованию железисто-кремнистых осадков вблизи вулканических центров. Возможен привнос в океанические воды растворенных химических элементов (Fe, Si, O₂, Al, Mg и т. д.), образуемых при экзогенных процессах с несколько более высоким, чем в океанических водах, окислительно-восстановительным потенциалом, что при реализации могло способствовать осаждению кремнезема и гидратов оксида железа. Это подтверждается присутствием в этом формационном типе железисто-кремнистых метаосадков.

Совместное осаждение железистых оксидов и коллоидов кремнезема из пересыщенных гидротермальных растворов происходило на сравнительно небольшом расстоянии от вулканических очагов, в результате чего шло образование практически неслоистых (без дифференциации железистого и кремнистого вещества) осадков, преобразованных процессами метаморфизма в магнетитовые сланцы с довольно низким содержанием железа.

С другой стороны, циклическое (возможно сезонное) осаждение оксидных соединений железа, а также кинетические факторы – довольно быстрое осаждение более плотных частиц оксидов железа на фоне непрерывно идущего процесса осаждения рыхлых сгустков аморфного кремнезема – могут объяснить природу полосчатости железисто-кремнистых осадков, формирующихся параллельно с неполосчатыми.

В метатуфах и метатуффитах риодацитового состава, а также в железисто-кремнистых осадках формации концентрация сульфидов железа достигает 2–5 %. Образование сульфидов можно связать с вулканогенными (гидротермальными) прослоями, поставившими в значительных объемах сернистые соединения, с наличием в архее существенных количеств сероводорода, достигающего 3–7,4 % от суммы всех остальных газов, а также повышенным P_{CO_2} в архейской атмосфере, достигавшим 10^{-11} Па.

С терригенной (флишевой) железисто-кремнистой формацией связано широкое развитие полосчатых железисто-кремнистых осадков, преобразованных метаморфизмом в железистые кварциты, образующие пласты мощностью до 80 м (суммарной мощностью до 400–500 м) и протяженностью на многие десятки километров. Эти кварциты ассоциируют с метатерригенными песчано-глинистыми осадками флишевого типа (турбидитами).

Гипергенные процессы в раннем докембрии происходили в условиях, резко отличных от позднедокембрийских и фанерозойских. Выветривание пород происходило в слабо кислородной атмосфере, содержащей значительные концентрации углекислоты, водородных соединений азота, хлора, сернистых и других соединений, создающих кислые условия [Дроздовская, 1984; Олиер, 1987 и др.].

Следовательно, миграция элементов при интенсивном разложении минералов материнских пород отличалась от таковой в более поздние эпохи гипергенеза.

Расчеты, приведенные выше, по выявлению возможных источников железа и объемов выносимого железа при формировании железисто-кремнистых осадков терригенной (флишевой) железисто-кремнистой формации лопия Западной Карелии показали, что одним из основных среди них явились коры химического выветривания подстилающих комплексов и в основном гранито-гнейсов и метабазальтов. Приблизительный оценочный подсчет выноса металлического железа из 1 км³ коры химического выветривания пород контоксской серии Карелии составляет: до 90 млн тонн из метабазальтов, до 5 млн тонн из кислых и гранитоидов. Расчеты, приведенные в работах А.Д. Додатко по выявлению источников железа для образования железистых кварцитов на примере кор химического выветривания Криворожско-Кременчугской зоны Украинского щита, довольно близки вышеприведенным значениям. Таким образом, при выветривании подстилающих гимольскую серию вулканогенных и осадочно-вулканогенных комплексов (метабазальты, коматииты, риодациты, железисто-кремнистые метаморфизованные осадки) и гранитоидов в бассейны седиментации поступали в виде растворов колоссальные количества, исчисляемые десятками миллиардов тонн железа и кремнезема, которые приняли участие в формировании железисто-кремнистых осадков. Остаточные продукты разрушения кор выветривания размывались и явились источником седиментации терригенных (флишевых) толщ. Причем степень гипергенного преобразования для различных пород неодинакова. Как показали исследования [Педро, 1971; Олиер, 1987], наименее устойчивыми к выветриванию и абразии при транспортировке являются ультраосновные и основные породы с железом-магний-кальцийсодержащими минералами (оливины, пироксены, амфиболы, кальциевые плагиоклазы), а также породы с гематитом и магнетитом. В ряду выветривания более устойчивы кислые кварцсодержащие породы.

Из позднеархейских кор химического выветривания архейскими дождевыми водами (с физико-химическими параметрами $Eh = -0,01$ в; $pH = 5,5$) [Дроздовская, 1990], обладающими высокими агрессивными растворяющими свойствами, выносилась в виде истинных растворов большая группа химических элементов (Fe^{2+} , Si, Al и т. д.). **Песчано-глинистый и глинистый материал кор выветривания выносился водными потоками и откладывался в виде дельт в шельфовой зоне.**

Питание флишевого пелагического бассейна терригенным материалом происходило за счет срывающихся с крутых континентальных склонов осадков дельт в виде мутьевых потоков (турбидитных течений – «turbidity currents»), **распространяющихся на огромные расстояния (до десятков километров) и формирующихся автокинетическим путем в глубоководной обстановке.** Причинами сброса (срыва) дельтовых осадков по крутому, континентальному склону исследователи считают высокую сейсмичность шельфовых зон [Келлер, 1949].

В условиях некомпенсированного прогибания участков земной коры и обильного питания осадочным материалом вследствие быстрого подъема соседних зон в глубоководной обстановке формируются ритмичнопостроенные пачки песчано-глинистых образований (циклиты) мощностью от первых сантиметров до метров [Чернов и др., 1970], литологические, текстурные особенности и химический состав которых отвечает флишу [Горьковец, Раевская, 1977; Горьковец и др., 1981 и др.].

Физико-химические параметры позднеархейских океанических вод, согласно работам [Дроздовская, 1984], характеризовались как слабовосстановительные ($Eh = -0,016 \dots -0,2$ в) и слабокислые, близкие к нейтральным ($pH \sim 6,4-6,8$). **В таких физико-химических условиях железо находилось в виде устойчивого иона Fe^{2+} и не могло мигрировать совместно с кремнеземом, который существовал в ионной $Si(OH)_4$ форме.** Причем, кремнезем, концентрировавшийся в древнейших водоемах до «равновесных» концентраций ($n \cdot 10^{-1} \dots n \cdot 10^0$ г/л), поставлялся экзогенными, а также, вероятно, эндогенными процессами.

Условием осаждения железа и формирования железистых кварцитов в позднем архее явилось повышение окислительно-восстановительной обстановки Eh **вследствие появления свободного кислорода в атмосфере и гидросфере.** Согласно данным работы, с появлением свободного кислорода ($P_{O_2} 10^{-15}$ Па) миграционная способность железа падает, из растворов осаждаются нерастворимые оксиды железа (Fe^{3+}). Кислород мог образовываться в процессе площадного выветривания раннеархейских пород Вокнаволоцкого блока, фотодиссоциации водяного пара, регионального метаморфизма преимущественно вулканитов базальтового состава, а также в результате появления в позднем архее фитопланктона. А периодическое скачкообразное изменение окислительно-восстановительной обстановки (градиент Eh) при сезонных стоках дождевых вод с повышенными значениями Eh в бассейне седиментации и (или) периодическое «цветение» фитопланктона в архейских условиях вело не к отдаче продуцированного кислорода в атмосферу, а к окислению Fe^{2+} до Fe^{3+} и осаждению практически

нерастворимых оксидов железа. Низкие значения изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O} = 1,2...4,4 \text{ ‰}$) в магнетитах и мушкетовитах Костомукшского месторождения, а также минераграфические наблюдения в этих минералах подтверждают: рудные минералы железистых кварцитов образовались при метаморфизме оксидов железа. Максимальное осаждение кремнезема, определяемое градиентами pH и концентрацией электролитов, пространственно примерно совпадало с областью накопления оксида железа, происходившего на приближенных к области выветривания довольно глубоководного ~ 400 м докембрийского бассейна, хотя коагуляция и осаждение коллоидного железа и кремнезема происходили на участках терригенной седиментации (см. рис. 4.5).

Периодическое осаждение оксидов железа на фоне постоянно идущего осаждения кремния, а также кинетический фактор обусловили образование слоистости в железистых кварцитах.

Вместе с постоянно и медленно накапливающимися на дне архейских морей и океанов хемогенными железисто-кремнистыми осадками (фоновые осадки) из мутьевых спазматических потоков в результате гравитационных процессов формируется железисто-кремнистый флиш (турбидиты), характерный для хемогенного терригенно-осадочного седиментогенеза в раннем докембрии [Dunbar, Call, 1971; Горьковец, Раевская, 1977].

В случае интенсивного питания и большого влияния сейсмичности в пелагической зоне происходит многократное образование чередующихся песчано-глинистых ритмов (циклитов) с градационной слоистостью (типа «*graded bedding*»). **Хемогенная железисто-кремнистая седиментация в этом случае** подавлялась терригенной, и соединения железа и кремнезема не образовывали самостоятельных прослоев, а осаждались с терригенными осадками. Снижение сейсмической активности в шельфовой зоне, сокращение областей питания, выразившиеся как перерывы в терригенной седиментации, привели к формированию в пелагической обстановке хемогенных железисто-кремнистых осадков. Как правило (в типовом случае), из мутьевого потока вблизи области выветривания континентального склона Вокनावолокского блока и метабазальтов образуется латеральный ряд с градационным уменьшением размеров зерен в терригенных и химических осадках по схеме: песчаники → глинисто-песчаные → песчано-глинистые → глиноземисто-железисто-кремнистые → железисто-кремнистые осадки. Переходы между элементами внутри каждого циклита (ритма) постепенные, между циклитами – четкие, резкие. Размер магнетитовых кварцитов Костомукшского месторождения резко сокращается от 700 м – на расстоянии до 10 км – до 10–20 м.

Таким образом, нами рассмотрены три модели хемогенно-осадочного железнакопления для позднеархейских (лопийских) железисто-кремнистых формаций Карельского региона. Причем источники железисто-кремнистого материала при образовании хемогенных осадков различны. В одном случае это эндогенные источники – подводные гидротермы и фумаролы (коматиит-базальтовая и риолит-дацитовая железисто-кремнистая формации), в другом – экзогенные – продукты химического разрушения и переотложения позднеархейских кор химического выветривания (терригенная флишевая железисто-кремнистая формация). Хемогенные железисто-кремнистые осадки, имеющие различные источники образования, резко отличимы по текстурно-структурным и литологическим особенностям, ассоциациям с вмещающими породами, петрохимическому и геохимическому составу [Горьковец и др., 1991; Горьковец, Раевская, 2004].

4.1.6. Раннепротерозойский железосодержащий комплекс района Колатсельга

К терригенно-хемогенному и вулканогенно-осадочному (эксталяционно-осадочному типам оруденения) относятся и многочисленные мелкие месторождения и рудопроявления железистых кварцитов и сланцев среди вулканогенных и осадочных комплексов ятулийского и людиковийского времени. Наличие среди вулканогенно-осадочных комплексов ятулийского и людиковийского времени гематитсодержащих пород отмечается в Прионежье (Пялозеро и Тивдия), в районе оз. Туломозера и в Приладожье (оз. М. Янисъярви).

Карбонатно-песчано-глинистые образования, вмещающие гематитовые железистые кварциты туломозерского горизонта, завершающие разрез ятулия, развиты в ядрах ятулийских структур, где их мощность варьирует от десятков до 400 м. В основании разреза стратиграфического подразделения развиты грубые терригенные осадки – конгломераты, гравелиты, песчаники, выше – терригенно-карбонатные и карбонатные осадки с прослоями гематитовых кварцитов. Завершают разрез горизонта терригенно-карбонатные образования пластами вулканитов основного состава.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

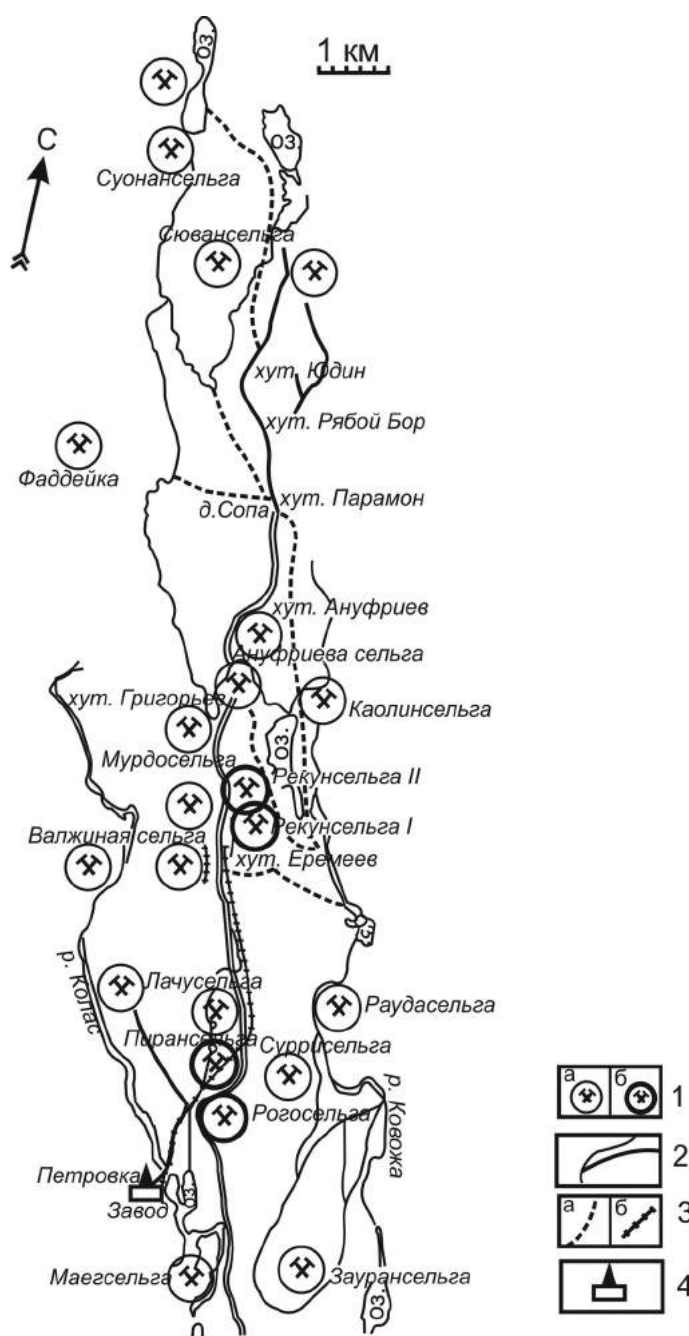


Рис. 4.12. План Туломозерских железорудных месторождений [по: Желубовский, 1933]

Наиболее значимые рудопроявления характерны для туломозерской свиты верхнего ятулия, где гематитовые руды ассоциируют с песчаниками и доломитами. В районе дер. Туломозеро находится более 40 рудопроявлений (рис. 4.13).

Руды выходят на дневную поверхность на склонах возвышенностей (сельги) в виде складчатоповторяющихся пластов, состоящих из цепочек линз. Протяженность рудных линз не превышает 100 м при мощности до 2 м (рис. 4.14). Во вмещающих доломитах встречаются постройки фитолитов.

Оруденение непосредственно связано с двумя различными типами осадков – с хемогенными железисто-кремнистыми и терригенно-железисто-песчаными. Рудообразующим минералом является гематит, представленный несколькими генерациями.

Для терригенных пород туломозерского горизонта характерно ритмичное чередование гравелитов, песчаников, алевролитов и наличие в них первичных осадочных текстур: слоистости, следов размывания, знаков ряби, трещин усыхания, свидетельствующих о прибрежно-морском и аллювиальном характере этих осадков. Об этом же свидетельствует присутствие среди осадочных образований органических остатков фитогенных построек – строматолитов и онколитов.

Пласты гематитовых кварцитов ассоциируют с доломитами, глинистыми и песчано-глинистыми осадками, образуя более 40 мелких месторождений и рудопроявлений.

В составе терригенно-карбонатной части туломозерского горизонта в Западном Прионежье, в районе озер Суоярви и Туломозеро, – песчано-глинисто-карбонатные толщи (рис. 4.12), содержащие гематитовые кварциты, образуют довольно выдержанный по простиранию горизонт на одном стратиграфическом уровне или формируют маломощные прослои, залегающие на разных стратиграфических горизонтах. Гематитовые кварциты присутствуют среди осадочных пород в виде маломощных, часто будинированных слоев в слоистых, иногда ритмично-слоистых пачках. В основании этих регрессивных ритмов чаще располагаются глинистые с гематитом сланцы, чередующиеся с доломитовыми прослоями, сменяющиеся в верхах ритмично построенных пачек песчано-глинистыми, глинисто-песчанистыми сланцами и далее песчаниками. В тонких ритмах концентрация слоев гематита уменьшается постепенно вверх к песчаникам.

Пласты гематитовых кварцитов имеют изменчивое залегание, часто собраны в пологие складки. Мощность рудных пластов непостоянна, редко достигает 2,5 м и более при длине в первые сотни метров, очень редко – до 3 км.

В песчаниках гематит выполняет промежутки между в различной степени окатанными зернами кварца, реже плагиоклаза. В гематитовых кварцитах рудный минерал оконтуривает хлопьевидные и округлые обособления микрогранобластового кварца, представляющие собой перекристаллизованные гели кремнезема.

Гематитовые кварциты представлены несколькими разновидностями (табл. 4.4). Так, на Туломозерских месторождениях среди них выделяются плотные руды серовато-синего цвета на изломе, имеющие кристаллически-зернистое строение благодаря преобладанию в них октаэдров маршита размером от 0,01 до 2 мм. Наряду с маршитом присутствует игольчатый гематит (рис. 4.15), встречаются единичные кристаллы пирита. В большинстве же случаев гематитовые кварциты представляют собой оранжево-красного цвета на выветрелой поверхности неотчетливо полосчатые породы с дифференциацией на рудные, существенно гематитовые и кремнистые слои мощностью 0,1–3,0 см. Кремнистые слои будинированы на округлые и овальные фрагменты 0,2–2,0 см в поперечнике. Встречаются реликты оолитовой текстуры. Иногда гематит-кремнистые слои чередуются с доломит-кварц-сланцевыми (доломит-песчано-глинистыми). Встречаются тонковкрапленные гематитовые кварциты с зернами гематита размером 0,001–0,1 мм и сланцевато-плосчатые железослюдковые с зернами гематита размером 0,001–0,5 мм, а также руды, содержащие ту и другую разновидность гематита.

Химический состав гематитовых кварцитов терригенной карбонатно-железисто-кремнистой ассоциации приведен в табл. 4.4.

Гематитовые железистые кварциты ятулия, наряду с общими чертами сходства с позднеархейскими (лопийскими) железистыми кварцитами Карелии (ведущими химическими компонентами являются SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO (рис. 4.16), крайне низкое содержание практически всех элементов-примесей), имеют и отличительные особенности – очень высокий коэффициент окисления $\left(K_0 \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}} \right)$, составляющий 40–150, повышенные концентрации марганца и фосфора.

Метаморфизм гематитовых кварцитов ятулия и вмещающих пород терригенной карбонатно-железисто-кремнистой формации не превышает фации зеленых сланцев. Запасы железных руд Туломозерского железорудного района, рассчитанные по категории А + В до глубины 25 м, составляют 200 тыс. тонн, прогнозные ресурсы гематитовых руд Туломозерской группы месторождений – сотни тысяч тонн со средним содержанием железа 56,99 %. Руды труднообогатимые. При работе Туломозерского железодобывающего завода в конце XIX – начале XX в. получение чугуна из гематитовых руд происходило без обогащения.

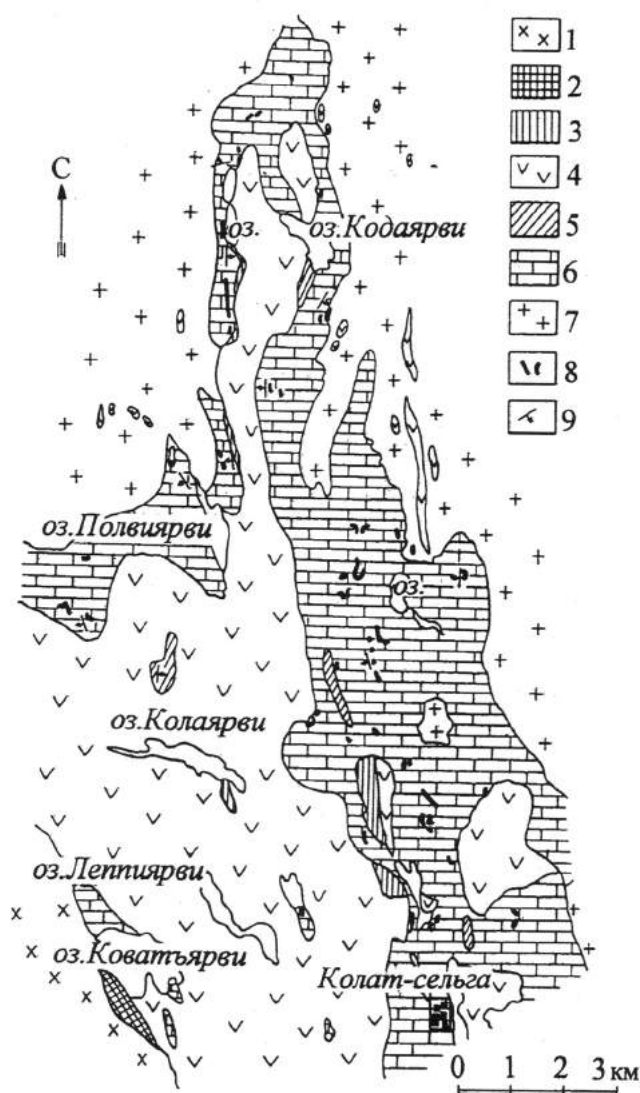


Рис. 4.13. Схематическая геологическая карта Туломозерского района [по: Желубовский, 1933]:

- 1 – граниты рапакиви; 2 – контактовая зона: граниты рапакиви, метапесчаники с порфиробластами микроклина и жилами рапакиви; 3 – зеленокаменные сланцы; 4 – метадолериты с пластами метатUFFов основного состава и углеродсодержащих сланцев; 5 – углеродсодержащие сланцы; 6 – породы доломитовой свиты – доломиты, мраморы, углеродсодержащие сланцы; 7 – граниты и гранито-гнейсы основания; 8 – гематитовые железные руды; 9 – элементы залегания пород

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Таблица 4.4. Химический состав гематитовых кварцитов Туломозерского района (Туломозеро, Рогосельга)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,76	56,56	68,00	27,40	44,00	6,40	6,70
TiO ₂	0,24	0,11	0,03	0,24	0,10	0,10	0,57
Al ₂ O ₃	5,25	5,70	1,00	11,14	4,40	1,78	2,65
Fe ₂ O ₃	35,72	27,90	28,32	51,42	40,70	70,02	86,60
FeO	0,44	0,44	0,71	0,53	0,63	0,53	0,90
MnO	0,018	0,018	0,03	0,014	0,078	0,12	0,009
MgO	2,32	1,55	0,40	2,20	5,40	5,20	0,55
CaO	0,28	2,33	0,42	0,35	0,63	5,54	0,28
Na ₂ O	0,04	0,06	0,02	0,07	0,03	0,07	0,09
K ₂ O	1,69	1,76	0,03	4,00	0,38	0,21	0,74
H ₂ O	0,21	0,21	0,32	0,17	0,34	0,10	0,11
ппп	1,37	1,28	0,35	2,10	2,27	9,47	0,43
P ₂ O ₅	0,20	1,96	1,12		0,62		
ZnO	0,007	0,007	0,017	0,008	0,019	0,006	0,005
Li ₂ O	0,0086	0,0067	0,002	0,0154	0,0069	0,0059	0,0062
Rb ₂ O	0,0057	0,0056	0,0018	0,0114	0,0029	0,003	0,0039
Cs ₂ O	0,0012	0,001	0,0017	0,0016	0,0015	0,003	0,0031
Сумма	99,56	99,90	99,75	99,67	99,61	99,56	99,65
S	0,06	0,09	0,04	0,09	0,025	0,09	0,02
Ni	0,014	0,0095		0,01	0,023	0,0045	0,0047
Co	0,023	0,013		0,018	0,042	0,009	0,0043
Cr	0,008	0,008		0,05	0,008	0,0035	0,0035
V	0,009	0,01		0,016	0,1	0,011	0,021
Cu	0,0028	0,012	0,0025	0,0036	0,0063	0,0036	
Mn	0,01	0,013		0,01	0,065	0,08	0,004
Ti	0,12	0,055		0,14	0,045	0,065	0,32

Примечание. 1–3 – гематитовый песчаник, 4, 5 – гематитовый кварцит, 6, 7 – гематитовый кварцит, рудный слой. Аналитики: В.Я. Кукина, Л.Н. Мокеева, Р.Ф. Сарафанова (анал. 3).

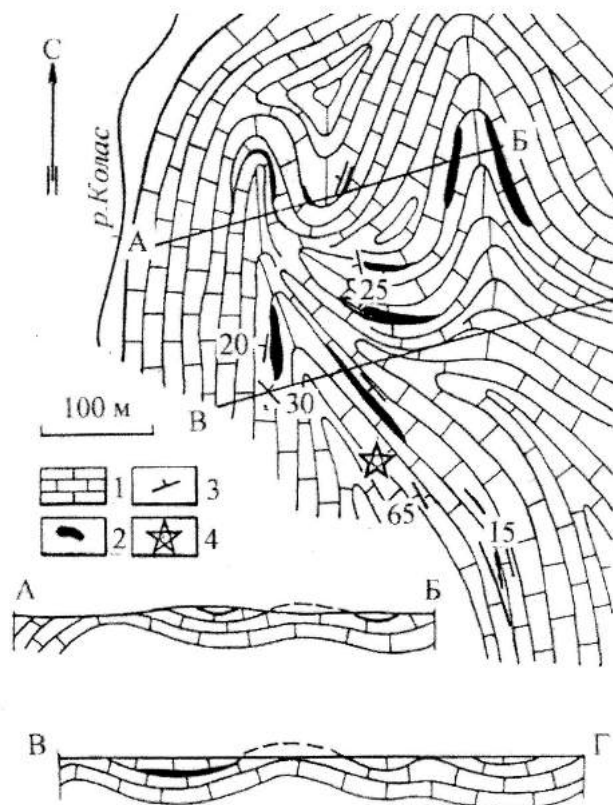


Рис. 4.14. Схематическая геологическая карта рудопоявления Рогосельга (Сост. В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская):

1 – доломиты; 2 – гематитовые руды;
3 – элементы залегания; 4 – шахта

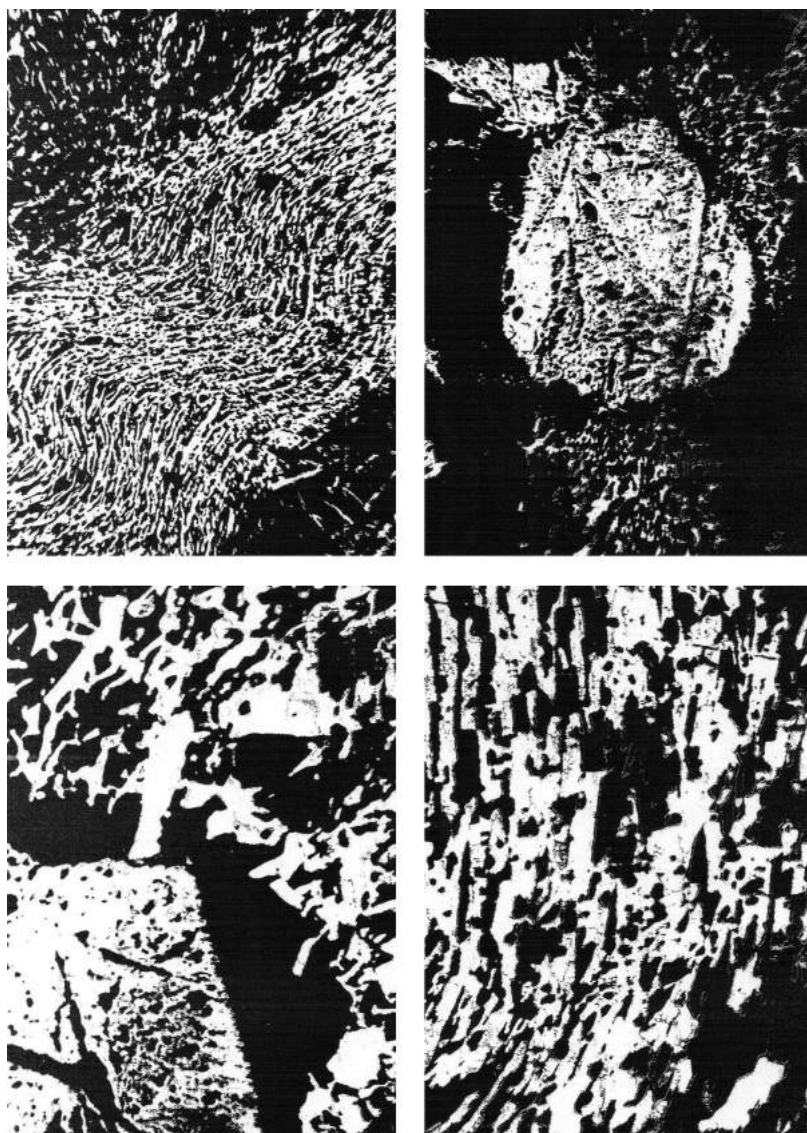


Рис. 4.15. Гематитовые кварциты месторождения Рогосельга.
Проходящий свет, шл. 11–1, николи II, ув. 65 х

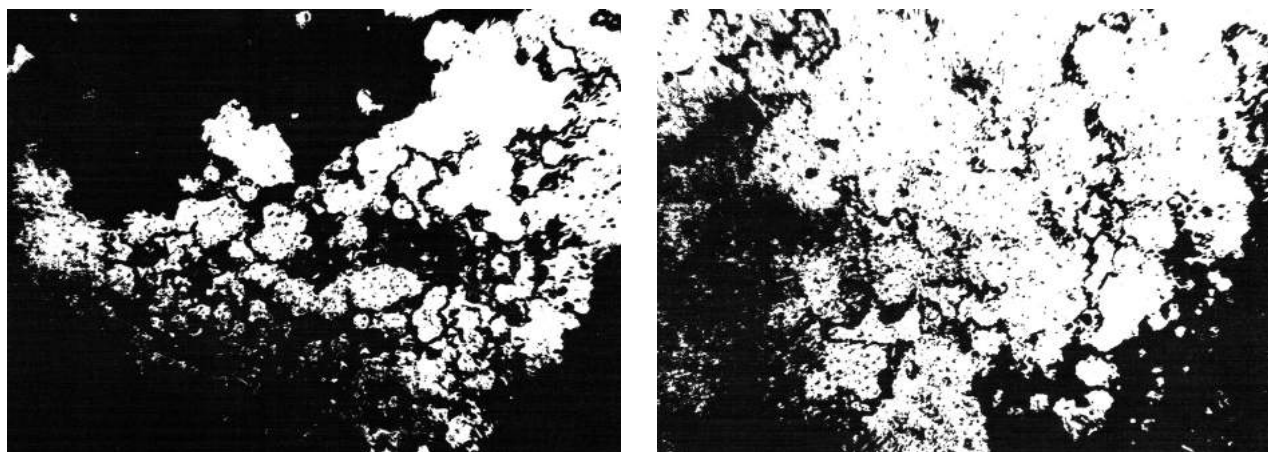


Рис. 4.16. Гематитовый кварцит («гели кремнезема»). Проходящий свет, шл. 11–1, николи II, ув. 65 х. Туломозеро

Реликты оолитовой текстуры, тесная ассоциация руд с песчано-глинистыми и карбонатными осадками, в которых встречаются строматолиты, резкое преобладание в рудах гематита и соответственно высокий коэффициент их окисления свидетельствуют о формировании данных руд в условиях мелководья при возрастающей роли свободного кислорода.

4.2. ЗОЛОТОНОСНОСТЬ КОСТОМУКШСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В пределах восточной части Фенноскандинавского щита наибольшая продуктивность рудопроявлений, в т. ч. золота, приурочена к позднеархейским и раннепротерозойским металлогеническим эпохам.

В Костомукшском рудном районе наряду с железорудной специализацией отмечаются проявления золота. Часть из них известна с 70-х гг. XX в., что впервые отмечено в Отчете научных и производственных организаций – КарНЦ РАН [Горьковец и др., 1979], ПГО «Севзапгеология». На основании исследований сотрудников ВИОГЕМ установлены содержания золота в железистых кварцитах Костомукшского месторождения – 0,1–1,6 г/т (среднее – 0,3 г/т). Эти исследования показали возможность получения золота из хвостов обогащения железных руд без нарушения технологического режима основного производства на Костомукшском ГОКе.

Выполнение в Карельском кратоне комплексной программы «Оценка золотоносности зеленокаменных поясов» привело к открытию проявлений золота на участках: Таловейс, Берендей и Факторное [Фурман, Пшеничная, 1994].

В последующие годы в Костомукшском зеленокаменном поясе были выявлены и исследованы рудопроявления золота, локализованные в пределах Костомукшского рудного поля, которые включают месторождение Таловейс и рудопроявления Факторное, Берендей, Луупеансуо, Восточное, Ниемиярвинское, Рувинваара, Западно-Рувинваарское, Центрального и Южного карьеров [Металлогения Карелии, 1999; Кожевников, 2000; Кулешевич и др., 2000, 2005; Головина, Ватолин, 2003; Петров, Головина, 2003; Горьковец, Раевская, 2004; Сафонов и др., 2006].

Таким образом, рудопроявления золота встречены в пределах всего Костомукшского рудного поля и относятся к одному из перспективных типов золоторудных месторождений – золото-сульфидно-кварцевому типу зеленокаменных поясов в ассоциации с железисто-кремнистыми формациями [Сафонов и др., 2006].

Имеющиеся данные о содержании золота в пределах Костомукшского месторождения позволяют оценить золоторудную минерализацию как промышленно значимую в качестве источника попутного сырья при добыче и переработке железистых кварцитов и вмещающих их пород.

Золоторудные объекты Костомукшской структуры возникли в ходе орогенических событий в позднем архее в интервалах 2,80–2,85 млрд лет, связанных с проявлениями кислого риодацитового магматизма в зонах позднеархейских зон активизации в интервале 2,7–2,6 млрд лет при формировании Карельского кратона, а также в раннем протерозое в период 2,45 млрд лет.

В период селецкой тектоно-магматической активизации происходит формирование протерозойских микроклиновых и рапакивиподобных гранитов. Продуктивными комплексами позднеархейского возраста являются вулканогенно-осадочные толщи и интрузивные тела кислого состава. Для зон активизации – это участки метасоматической проработки и прокварцевания, наложенные на вмещающие породы и рудопроизводящие гранитоиды. Со временем минеральный состав руд и их формационные типы усложнялись. Связанные архейским вулканизмом, рудные тела представлены стратифицированными либо линзовидно-пластовыми залежами.

Рудопроявление Луупеансуо

Рудопроявление Луупеансуо находится в пределах южного карьера Костомукшского месторождения (рис. 4.17) и локализовано на контакте контрастных геологических образований осадочных пород гимольской серии позднего архея с возрастом 2,8–2,7 млрд лет и позднеархейского пластово-секущего силла риодацитов (геллефлинты) и ультрамафитов с возрастом 2,07 млрд лет. Параллельно в золотосодержащих рудных телах располагаются сопровождающие их дайки габбро-долеритов и долеритов простиранием СЗ 310° с возрастом 2,45 млрд лет [Luukkonen, 1992]. Золоторудное проявление Луупеансуо приурочено к крутопадающему на север стратиграфическому лопийскому (позднеархейскому) супракрустальному комплексу, метаморфизованному в условиях амфиболитовой фации.

Рудоносный комплекс включает переслаивающиеся метаморфизованные осадочные породы, представленные железистыми кварцитами, слюдястыми сланцами по флишу, углеродистыми сульфидсодержащими сланцами, а также более поздним пластовосекущим силлом риодацитов.

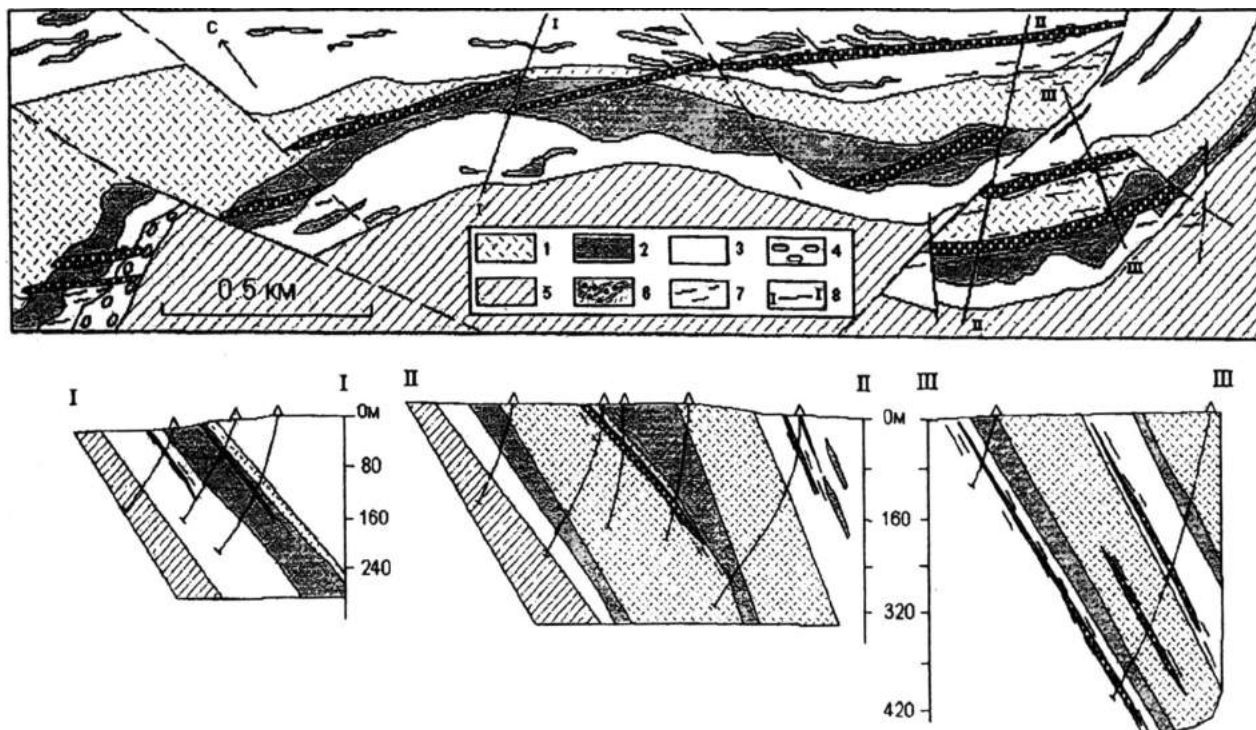


Рис. 4.17. Схема размещения золотого оруденения в южной части Костомукшского месторождения (рудопроявление золота Луупеансуо):

1 – риодациты (геллефлинты); 2 – магнетитовые кварциты; 3 – ритмичнослоистые слюдястые сланцы; 4 – конгломераты; 5 – базальты; 6 – установленная золоторудная минерализация; 7 – рудоконтролирующие тектонические зоны; 8 – I–I, II–II – разрезы

Рудные тела прослежены на 2500 м при мощности от 1,5 до 15 м; средняя мощность составляет 5 м. По падению оруденение прослежено разведочными скважинами на 500 м. Прогнозные ресурсы золота по категории P_2 составляют 100 тонн при среднем содержании 3 г/т.

Золото в железистых кварцитах, слюдястых, углеродсодержащих сланцах и риодацитах рудопроявления Луупеансуо обнаружено в зонах развития халькопирит-пирротин-арсенопиритового оруденения. Золото-сульфидная минерализация приурочена к тектоническим, секущим слоистость и сланцеватость пород тектоническим зонам $S3$ $300\text{--}310^\circ$ простирания, имеющим региональное распространение. Текстура руд прожилково-вкрапленная, полосчатая. Рудопроявление сопровождается окварцеванием, карбонатизацией, биотитизацией, развитием турмалина, мусковита.

В бедных рудах ($Fe_{mt} < 10\%$), безрудных и малорудных кварцитах и углеродсодержащих сланцах присутствуют рассеянная вкрапленность и линзовидные обособления по плоскостям сланцеватости арсенопирита, пирротина, реже пирита. При метаморфических и метасоматических процессах пирротин сегрегируется в виде отдельных жилков, неправильной формы гнезд, линз. Золотоносность сингенетических и ранних эпигенетических сульфидов низка и составляет 0,005–0,01 г/т. Результаты изотопных исследований сульфидов для углеродистых сланцев $\delta^{34}S$ пирротина и пирита на месторождении от $-4,7$ до $-7,3\%$ отвечают значительному отклонению $\delta^{34}S$ от метеоритного стандарта, что свидетельствует о микробиологическом восстановлении серы.

Состав рудных минералов: арсенопирит (до 7%), лёллингит (до 1%), пирротин (5–10%), халькопирит (1%), ильменит, рутил, апатит (табл. 4.5). Основная золотосодержащая фаза – самородное золото. Самородное золото формирует свободные зерна размером 40–240 мкм. Золото высокопробное – 85–96 масс. %. Содержание золота в рудах 0,5–20 г/т. Одним из первых рудных минералов выделяется арсенопирит и характеризуется присутствием примесей – Cu, Co, Ni.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Таблица 4.5. Химический состав (масс. %) сульфидов из зон минерализации

Анализ	Минерал	Fe	Ni	S	As	Сумма
1	арсенопирит	32,7	0,2	17,3	49,2	99,4
2	арсенопирит	33,9	0,5	16,8	49,0	100,2
3	арсенопирит	33,8	0,4	16,8	48,7	99,7
4	пирротин	61,9		37,9		99,8
5	пирротин	61,5		38,2		99,7
6	пирротин	62,2		37,1		99,3
7	пирит	46,6		53,3		99,9
8	лёллингит	23,6	3,8	0,5	72,0	99,9
9	лёллингит	23,9	3,4	0,5	71,7	99,5
10	лёллингит	24,3	3,0	1,1	70,5	98,9

Генезис оруденения представлен как гидротермально-метасоматический и связан с проявлением протерозойских микроклиновых рапакивиподобных гранитов и габбро-долеритового магматизма с возрастом 2,45 млрд лет [Luukkonen, 1992]. Золоторудное проявление контролируется зонами региональных разломов СЗ 310° простираения. Оруденение приурочено к контрастным по составу породам (риодациты, габбро-долериты и долериты). Источником золоторудного проявления является сингенетическая золоторудная минерализация в железистых кварцитах, ультрамафитах и базальтах, содержание золота в которых не превышает 0,005–0,01 г/т.

Самородное золото изучалось из золото-сульфидно-арсенопиритовой руды, представленной метасоматически измененными магнетитсодержащими кварцитами, так называемыми бедными железистыми кварцитами. Характерная для этих пород полосчатость в данном случае едва заметна благодаря присутствию магнетит-кварцевых прослоев мощностью 1–2 см. Сульфидизация в виде полосчатых скоплений сопровождается интенсивным окварцеванием с развитием мелкозернистого серого кварца, эпидотизацией, альбитизацией, калишпатизацией.

Минералогические исследования пробы проведены Н.С. Рудашевским с применением технологии обогащения, позволяющей концентрировать в тысячи раз зерна самородного золота и сопровождающие его минералы в малых объемах (20–50 мг) «тяжелых» концентратов. Минералы полированных шлифов руд и тяжелых концентратов исследовали на электронном микроскопе Camscan-4DV с энергодисперсным спектрометром Link AN-10000.

В руде из темноцветных силикатных минералов преобладала роговая обманка ряда эднит-гастингита, присутствовали эпидот, альбит, калиевый полевой шпат и хлорит, относящийся к шамозиту (рис. 4.18, 4.19; табл. 4.6). Среди сульфидов присутствовали арсенопирит (5–10 %), пирротин (5–10 %) и пирит (1–3 %), в незначительном количестве содержатся лёллингит и халькопирит. Арсенопирит является наиболее ранним материалом и образует идиоморфные зерна от 0,5 до 15 мм. В ассоциации с ним находятся пирротин и пирит, в последнем наблюдали включения пирротина и халькопирита. Особенностью химического состава сульфидов является присутствие примеси Ni в арсенопирите (до 0,5 %) и лёллингите (до 3,8 %).

В изученных золото-сульфидно-арсенопиритовых рудах среди рудных минералов преимущественно развиты арсенопирит (5–30 %), лёллингит, пирротин (5–10 %), пирит (1–3 %), халькопирит, самородный висмут, сфалерит, галенит, теллур (см. табл. 4.5).

Таблица 4.6. Химический состав (масс. %) силикатов золото-сульфидно-арсенопиритовой руды

Компонент	Роговая обманка						Эпидот						Калишпат		Хлорит	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	47,5	43,6	49,5	48,2	51,4	49,8	37,3	37,7	39,3	37,6	67,1	66,7	63,8	64,5	26,1	25,1
TiO ₂	0,7	0,4	0,3	0,7	0,3	0,4										
Al ₂ O ₃	7,6	9,8	6,0	6,7	3,6	6,0	27,5	27,2	27,2	27,8	20,0	20,2	18,0	17,0	13,0	13,5
Fe ₂ O ₃							8,8	9,6	8,7	8,5			0,8	1,0		
FeO	19,2	19,2	17,2	18,0	16,8	17,9									45,3	44,2
MnO	0,5	0,6	0,5	0,7	0,4	0,6									0,3	0,8
MgO	10,3	9,7	12,5	11,3	13,8	12,0									3,4	3,4
CaO	12,5	12,0	12,1	12,3	12,5	12,5	23,8	22,7	23,1	23,7	1,8	1,8				
Na ₂ O		1,0									10,0	10,3				
K ₂ O	0,6	0,9	0,5	0,6		0,4							17,1	17,2		
Сумма	98,9	97,2	98,6	98,5	98,8	99,6	97,7	98,2	98,3	97,6	99,8	99,9	99,7	99,7	88,1	87,0

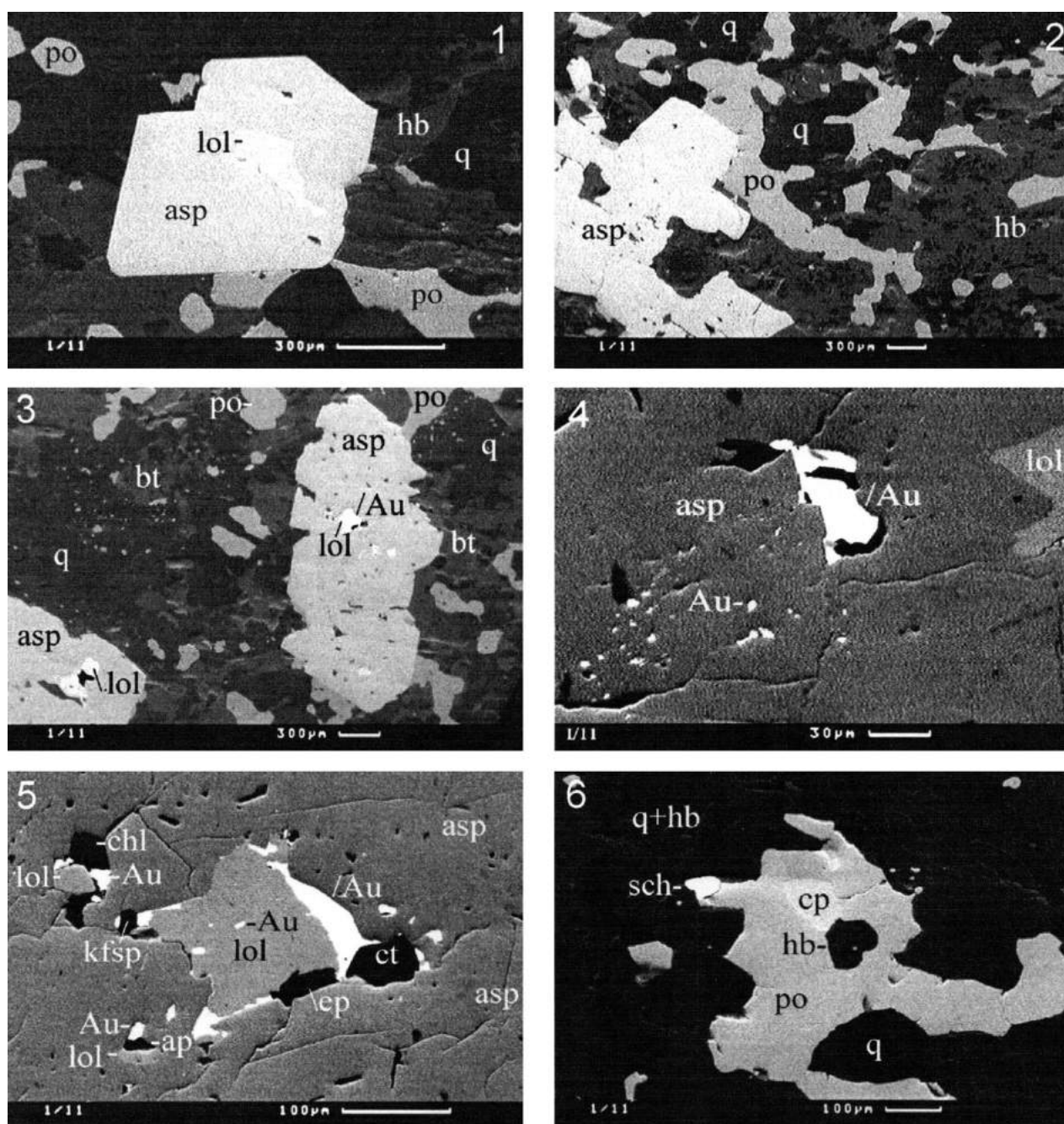


Рис. 4.18. Структура золото-сульфидно-арсенипиритовой руды пр. 4065-35 и взаимоотношения рудообразующих минералов (1–6: hb – роговая обманка, q – кварц, bt – биотит, kfsp – калиевый полевой шпат, chl – хлорит, ct – кальцит, asp – арсенипирит, po – пирротин, lol – лёллингит, Au – самородное золото, cp – халькопирит, ap – апатит, sch – шеелит), а также зерна шеелита – характерного акцессорного минерала этих руд:

1–6 – полированный шлиф 1/11; фракция 40–63 мкм SEM – изображения (BIE)

Арсенипирит (FeAs) является наиболее ранним и наиболее высокотемпературным ($500\text{--}548\text{ }^\circ\text{C}$) минералом [Скотт, 1983], образующим ряд генераций ромбических кристаллов $0,1\text{--}1\text{ см}$, реже до $1,5\text{ см}$. В его химическом составе присутствует незначительная (до $0,5\%$) примесь никеля (см. табл. 4.5).

Лёллингит (FeAs_2) формирует отдельные призматические кристаллы серо-белого цвета в сростках с арсенипиритом. В его химическом составе постоянно содержится примесь никеля – $3,0\text{--}3,8\%$. Температура формирования лёллингита $440\text{--}500\text{ }^\circ\text{C}$.

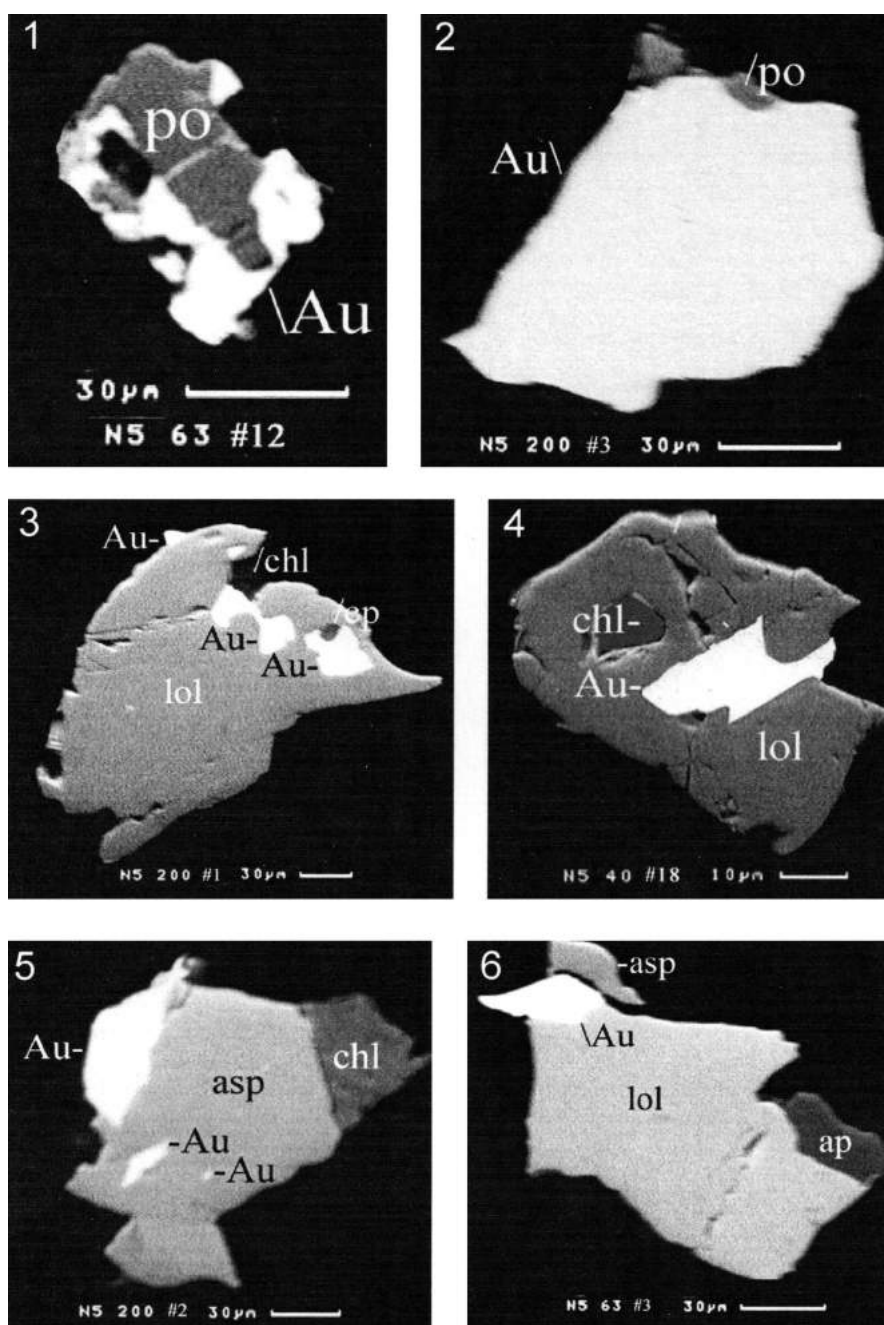


Рис. 4.19. Зерна самородного золота, ассоциирующие с пирротинном (po, 1, 2), халькопиритом (cp, 3), хлоритом (chl, 3–5) и апатитом (ap, 6); asp – арсенопирит, lol – лёллингит; изображения в обратно-рассеянных электронах

Пирротин (FeS) является поздним эпигенетическим минералом и формируется после арсенидов, встречается в виде мелких аллотриоморфных зерен размером 0,1 мм или в виде прожилков. Пирротин цементирует арсенопирит. Температура формирования ~380 °С.

Более поздние рудные минералы представлены самородным золотом и более редкими, сопровождающими золоторудное проявление минералами: мальдонитом (Au_2Bi), ауростибитом ($AuSb_2$), цумоитом ($BiTe$), самородным висмутом, хедлейитом (Bi_2Te_3). Температура формирования этой рудной ассоциации – от 260 °С (распад твердого раствора $Bi-Te$ с образованием самородного висмута и хедлейита) – до 120 °С (парагенезис золота, мальдонита, ауростибита).

Самородное золото обнаружено в виде редких включений (1–100 мкм) в арсенопирите (рис. 4.19). В «тяжелых» концентратах выявлены его многочисленные самостоятельные зерна.

Золото связано с арсенопиритом, реже с пирротином, лёллингом, в единичных случаях с пиритом. При дроблении золото относительно легко освобождается – в «тяжелых» концентратах присутствуют свободные зерна (27,6 %) наряду с «богатыми» сростками с арсенопиритом (55,6 %), лёллингом (5,8 %), пирротином (5,6 %), пиритом (3,2 %). «Закрытые» сростки, в которых золото в виде мелких включений находится в рудообразующих минералах, крайне редки. Отчетливо видно, что самородное золото по отношению к арсенопириту является более поздним и часто заполняет промежутки между его кристаллами (рис. 4.20). Размеры самородного золота варьируют от 2 до 139 мкм (рис. 4.21). Анализ размерного распределения показал, что зерна золота вскрываются практически полностью при дроблении до крупности – 40 мкм или даже – 63 мкм. С учетом особенностей вскрытия зерен самородного золота это позволяет предположить, что переработка руд может успешно осуществляться с применением гравитационных и флотационных технологий.

Химический состав золота определен представительной выборкой из 82 анализов различных зерен с использованием Link AN-10000. Зональность по химическому составу в зернах самородного золота не установлена, однако имеются широкие вариации состава серебра (0,5–29,2 % Ag) при среднем химическом составе самородного золота (масс. %): **Au 89,3; Ag 9,7; сумма 99,0**. На гистограмме (рис. 4.22) видно присутствие в общей выборке, по крайней мере, двух групп химического состава самородного золота с максимумами: 1) 85–88 % Au и 2) 94–97 % Au. Первая из этих групп в целом близка к области упорядоченности Au_3Ag ; вторая группа высокопробных составов характерна для самородного золота, формирующегося в близповерхностных условиях.

Оцененная по содержанию As температура образования рудной минерализации составила 540 °С, а по распределению CO в паре пирротин – халькопирит – 375 °С [Кулешевич и др., 2005].

Условия оруденения реконструировали и по газовой-жидким включениям в кварце из золотоносных прожилково-гнездовых выделений, содержащих арсенопирит, пирротин и халькопирит, применяя неструктурные термо- и криометрические методы в интервале температур от –196 до 600 °С с использованием установки THMSG-600 фирмы «Linkam», а при определении состава включений – методы хроматографии. Давление гетерогенного флюида находили по сингенетичным существенно газовым и газовой-жидким включениям как сумму парциальных давлений паров воды и давлений плотных газов (CO, CH) [Прокофьев, 1998], применяя метод пересечения изохоры и изотермы. При оценке концентраций солей, плотностей водного флюида, диоксида углерода и давлений использовали программу FLINCOR.

В пробах кварца, отобранных из прожилково-гнездовых обособлений в гранат-амфиболовых метасоматитах вблизи контакта с геллефлинтами, сопровождаемых высокотемпературной рудной минерализацией – арсенопиритом, пирротином, халькопиритом, обнаружено большое количество существенно газовых включений, наполненных плотной углекислотой.

Для детального изучения самородного золота, размеров его зерен, химического состава, минеральных ассоциаций и парагенеза минералов, сопровождающих самородное золото, были использованы бороздовые пробы из золото-сульфидно-арсенопиритовой руды, представленной метасоматически измененными магнетитсодержащими слабрудными железистыми кварцитами, слюдистыми сланцами и геллефлинтами.

Минералогические и геохимические исследования золоторудных проб проведены в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН в полированных шлифовках на микроанализаторе VEGAII LSH. Более глубокие исследования золоторудных проб осуществлены Н.С. Рудашевским в лаборатории электронной микроскопии и микрозондового анализа НПП «Кирси». Пробы были разделены электроимпульсным методом на установке SPARK-2, что обеспечивает разрушение породы по границам зерен и позволяет получить полную информацию о первичных форме и размере зерен минералов, в т. ч. золота, в исследуемой руде.

Размеры зерен самородного золота определялись с помощью компьютера по результатам обработки изображений его зерен (программа – **image J**) в полированных шлифах «тяжелых» концентратов всего диапазона классов крупности (от 40 до 125 мкм). Зерна самородного золота имеют неправильную и нередко относительно изометричную форму (рис. 4.23).

Наблюдение многочисленных зерен самородного золота различных размеров (10–250 мкм) позволяет выявить истинные взаимоотношения его с арсенопиритом и другими рудными минералами. Если в полированных шлифах руды удастся наблюдать только относительно редкие включения самородного золота в минералах, то в зернах-сростках «тяжелых» концентратов отчетливо видно, что самородное золото является более поздним по отношению ко всем рудным минералам и выполняет промежутки между этими кристаллами.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

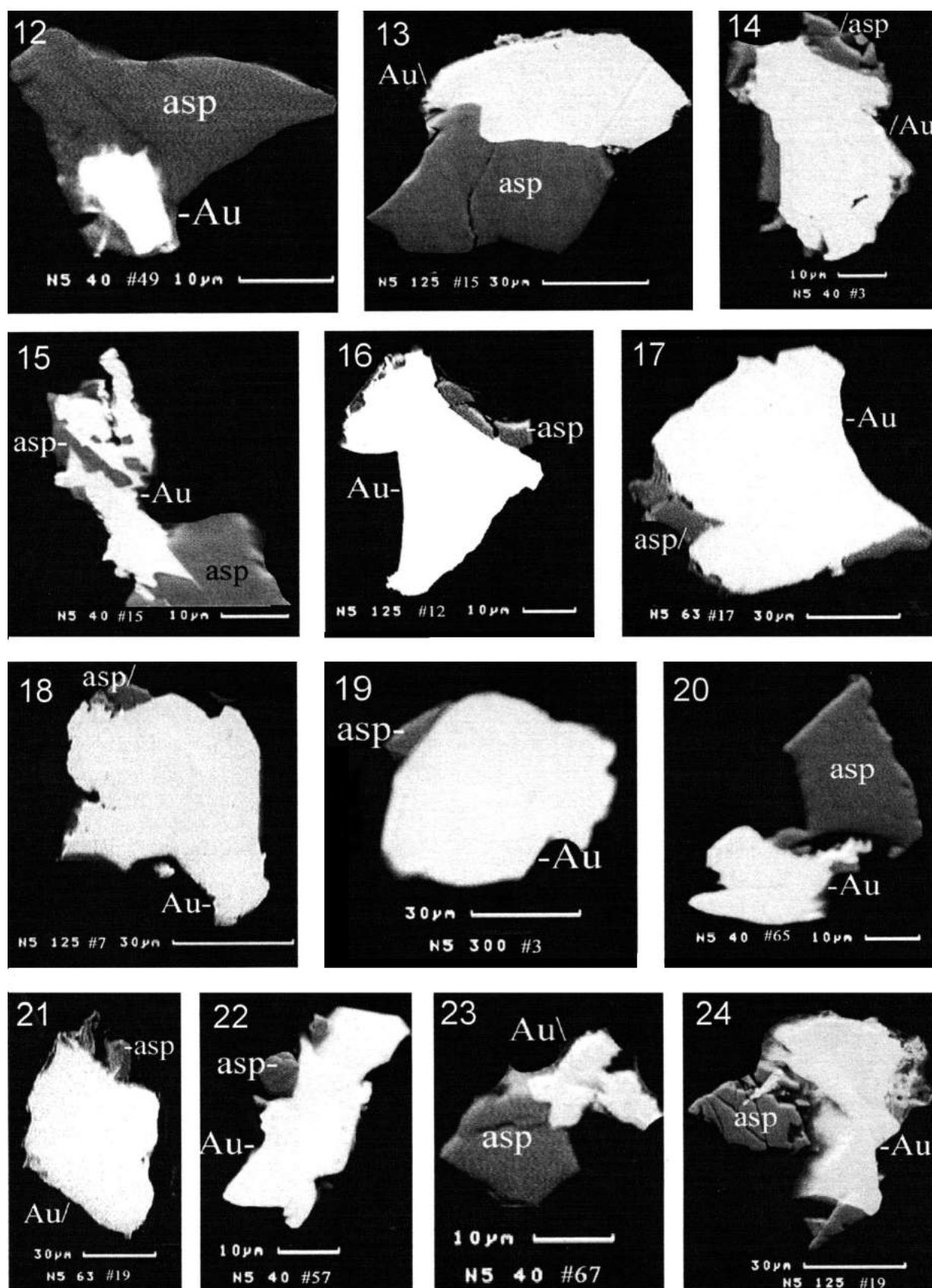


Рис. 4.20. Зерна-сростки самородного золота и арсенипирита (asp) в «тяжелых» концентратах пр. 4065-35 (124); изображения в обратно-рассеянных электронах

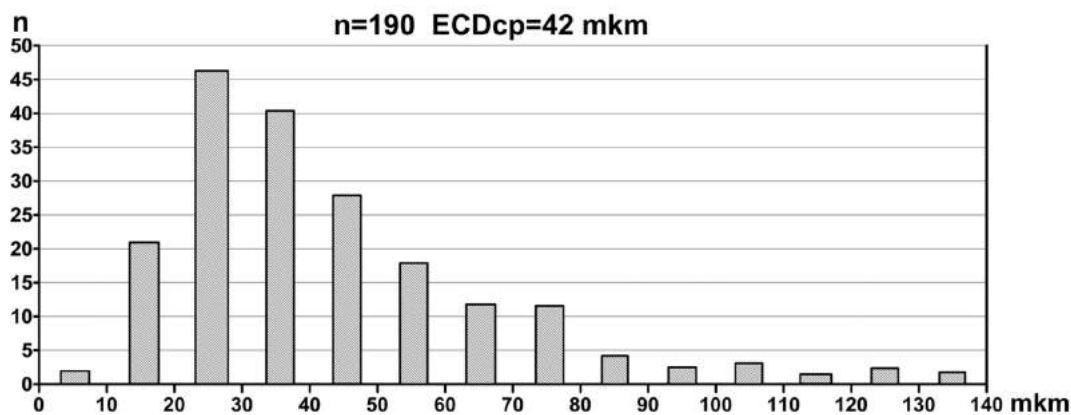


Рис. 4.21. Гистограмма размеров зерен самородного золота, извлеченных в «тяжелые» концентраты

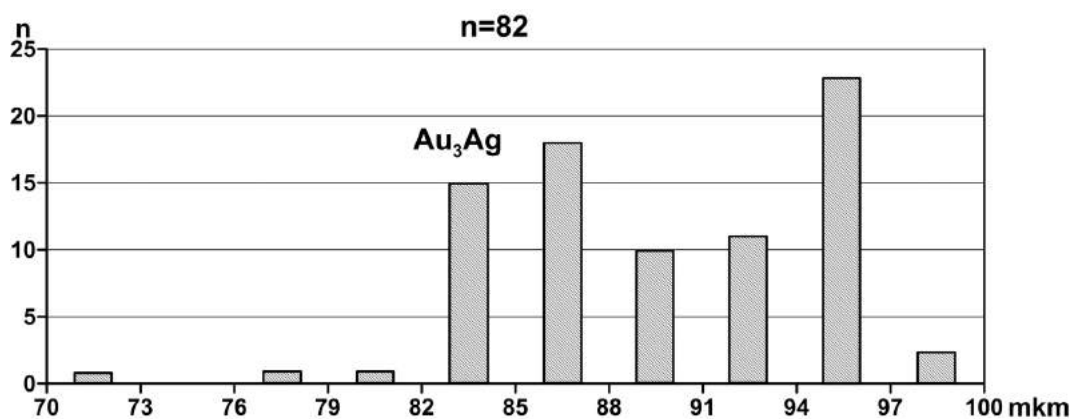


Рис. 4.22. Гистограмма содержания золота в самородном золоте

При разделении электроимпульсным методом самородное золото относительно легко высвобождается. В «тяжелых» концентратах преобладают «богатые» сростки самородного золота с арсенопиритом и сульфидами (58,7 %), а также свободные зерна (27,6 %); бедные сростки относительно редки (13,7 %) (рис. 4.24). Размеры зерен самородного золота варьируют от 2 до 250 мкм, средний 42 мкм. Анализ данного размерного распределения показывает, что зерна самородного золота вскрываются практически полностью при дроблении изученной пробы руды до крупности – 40 мкм или даже 63 мкм.

Химический состав золота определен из 2 проб для представленной выборки: первая проба – 82, вторая – 15 анализов различных зерен с использованием Link AN-10000. Зональность по химическому составу в зернах самородного золота не установлена. Данные показывают широкие вариации химического состава самородного золота (0,5–29,2 % Ag). Средний химический состав самородного золота (масс. %): Au 89,3; Ag 9,7; сумма 99,0.

Об условиях формирования золоторудного проявления Луупеансуо можно судить на основании результатов изучения газовой-жидких включений. Изучение газовой-жидких включений в кварце из золотоносных прожилков – гнездовых выделений, содержащих арсенопирит, пирротин, халькопирит, показало, что рудная минерализация формировалась при температуре 540–375 °С в условиях снижения давления от 4,5 до 2,5 кбар [Кулешевич и др., 2005]. Кварц сопровождается высокотемпературной рудной минерализацией – арсенопиритом, пирротинном, реже халькопиритом.

Состав водной вытяжки из включений в кварце содержит количество компонентов, включающих (г/кг H₂O): натрий (34,2), кальций (56,5) и хлор (16,1), углекислоту (139,0) и метан (12,6), HCO₃ В (255,1), Br (1,23), Sr (1,26), Al (4,58), Mn (0,42), Fe (1,12), Ba (5,57), W (1,32), Sc (0,45) и Zn (0,29), (ppm): Li (5,6), Rb (16,65), Cs (17), Mo (21), Sb (6,8), Co (1,7), Ni (97), Cu (74), As (25), Ga (0,5), Ge (13,5), Ti (65), Cr (30), Y (0,16), Zr (2,3), Nb (0,16), Sn (3,5), Te (22), Au (0,64), Hg (4), Se (3,3), Tl (2,7), Cd (18), La (0,8), Ce (1,7), Pr (0,16), Nd (0,32), Sm (0,24), Eu (0,56), Gd (0,08), Pb (12), Ta (0,08) и Th (0,39) [Прокофьев и др., 2005].

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

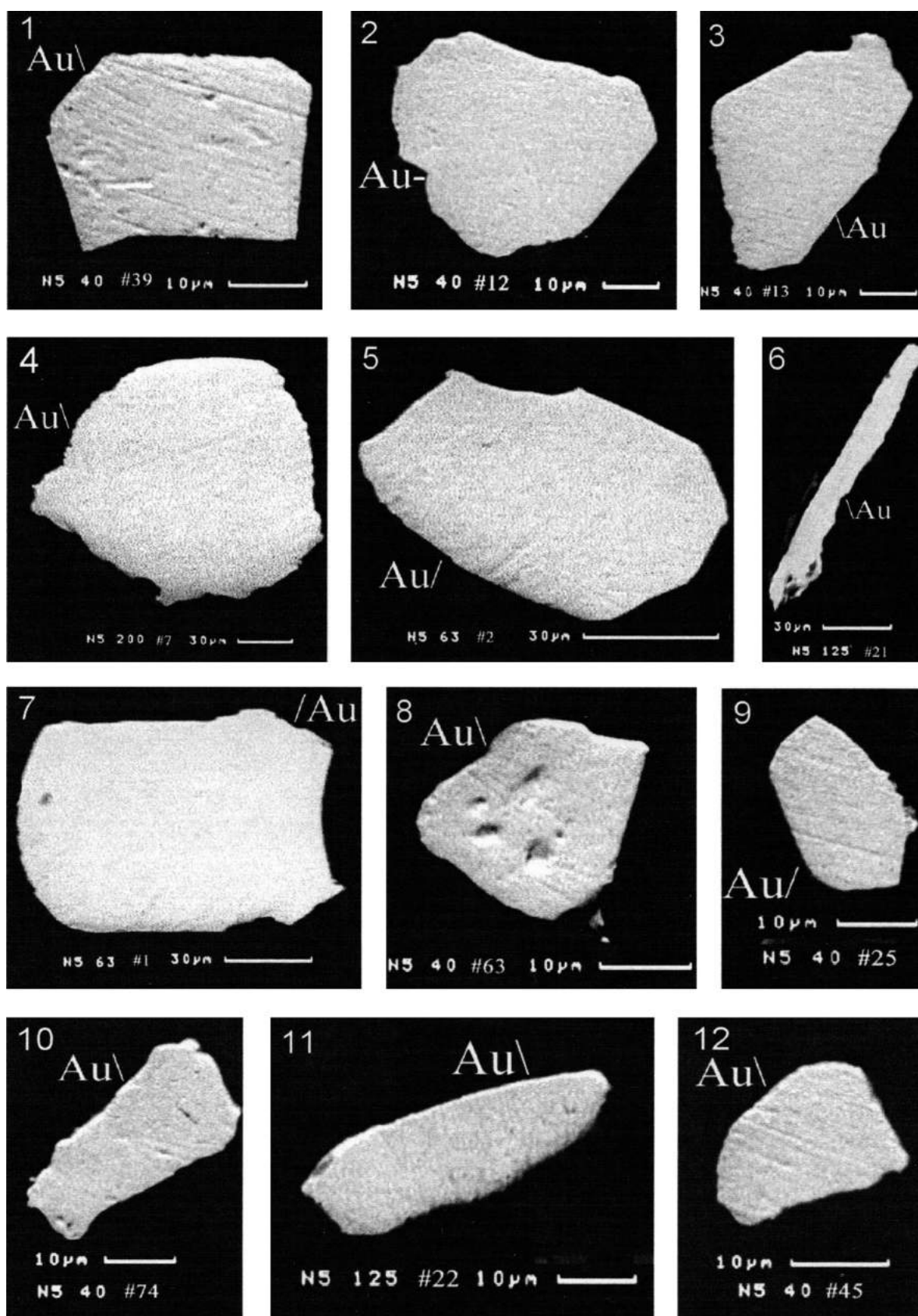
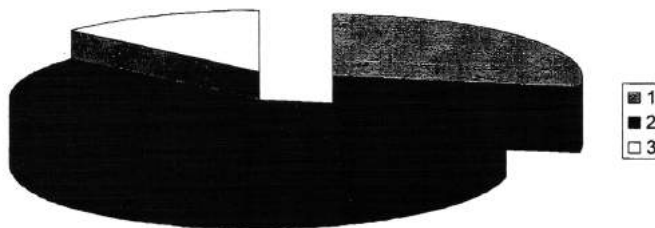


Рис. 4.23. Форма свободных зерен золота рудопроявления Луупансуо. Полированные шлифы концентратов золота; SEM – изображения (BIE)

Рис. 4.24. Соотношение различных минеральных ассоциаций самородного золота в «тяжелых» концентратах:

1 – свободные зерна (27,6 %); 2 – богатые сростки (Au > 70 % поверхности частицы – 58,7 %); 3 – бедные сростки (Au > 30 % поверхности частицы – 13,7 %)



Данные, полученные В.Ю. Прокофьевым, показали, что на регрессивном этапе метаморфизма в районе Костомукшского железорудного месторождения флюидные растворы были насыщены многими рудными компонентами.

Широкое проявление гидротермальных процессов обусловлено значительной флюидонасыщенностью гранитного расплава, обогащенного углеродсодержащими, хлоридными и сульфидными газами. Флюиды кислых гранитных расплавов обладают свойствами интенсивного межгранулярного просачивания. Важнейшим эндогенным фактором образования золоторудных проявлений и месторождений являются глубинные флюидные потоки минерализованных водных растворов, поставляемых крупными глубокофокусными тектоническими зонами. Как показали исследования физико-химических условий формирования золото-сульфидного (арсенопиритового) оруденения, гидротермальный кислый хлоридный раствор (pH_3) может перенести до $10^{-3.5}$ м серебра преимущественно в виде хлоридных и в меньшей степени сульфидных форм (AuCl_3^{2-} , AuCl_2^- , AgCl_3^{2-} , AgCl_2^- , AuHS°).

Основными факторами формирования золото-арсенопиритовых рудопроявлений и месторождений являются высокая золотоносность хлорид-сульфидного раствора и высокое содержание в рудообразовании флюида Au. Высокопробное золото отлагается из сильно кислого ($\text{pH} < 3$) высокохлоридного и близнеутрального низкохлоридного растворов, потенциальная золотоносность которых при T 350 °С и давлении 1 кбар примерно одинаково составляет 10^{-4} м. При снижении температуры гидротермального раствора Au и Ag отлагаются из более кислого раствора в виде самостоятельного золота высокой пробности при T 300 °С и электрума при $T < 250$ °С.

Для зарождения и концентрирования золота особую роль играют пирит и арсенопирит. Эти сульфидные минералы исследователями рассматриваются как полуфункциональные кристаллофизические осадители и накопители золота. Пиритовые и арсенопиритовые агрегаты и кристаллы являются универсальным геохимическим барьером для золота, серебра, платиноидов, мышьяка, сурьмы, вольфрама, ртути и других элементов.

Золоторудное проявление Луупеансуо концентрируется серией тектонических зон по ослабленным контрастным по составу породам супракрустальных толщ гимольской серии и в контактах с пластовосекущими силлами риодацитов и ультрамафитов.

В бедных ($\text{Fe}_{\text{mt}} < 17$ %), безрудных и малорудных железистых кварцитах, углеродсодержащих сланцах присутствуют рассеянная вкрапленность и линзовидные обособления пирротина и пирита, представляющие аутигенную сульфидную минерализацию.

Первый этап концентрации золота в железистых кварцитах и вмещающих толщах связан с региональным метаморфизмом лопийских образований. В результате метаморфизма сформировались ранние эпигенетические минералы, содержащие первично рассеянное тонкораспыленное золото низкопробное (730), зачастую медистое (до 13 %), и его состав отвечает аурикуприду (AuCu_3). При метаморфических и метасоматических процессах пирротин сегрегируется в виде прожилков, неправильных форм гнезд, линз. Золотоносность сингенетических и ранее эпигенетических сульфидов крайне низка и составляет 0,005–0,01 г/т.

Последующие этапы концентрации Au связаны с гидротермально-метасоматической регенерацией и переотложением рудного вещества из железистых кварцитов и вмещающих комплексов. Самородное золото этих этапов высокопробное (867–997). Из примесей в нем присутствуют только сербро (2–15,3 %) и крайне редко незначительные содержания (~1 %) ртути.

Золото в железистых кварцитах, слюдистых, углеродсодержащих сланцах и риодацитах рудопроявления Луупеансуо приурочено к зонам халькопирит-пирротин-арсенопиритового оруденения. Золото-сульфидная минерализация контролируется тектоническими разломами СЗ 300–310° простирания, секущими все типы пород. Эти зоны имеют региональное распространение в пределах восточной части Фенноскандинавского щита. Такие трансструктурные разломные дислокации ранне-

протерозойского возраста (2,45 млрд лет) широко распространены в пределах Карельского кратона [Luukkonen, 1992]. Они являются ведущим фактором размещения центров магматических проявлений (малые интрузии) и обуславливают высокую активность метасоматических процессов.

Геолого-структурные и вещественно-морфологические особенности золоторудных проявлений Костомукшского рудного района позволяют трактовать как гидротермально-метаморфогенный генезис Au руд, образовавшихся за счет регенерации и переотложения рудного вещества вмещающих комплексов.

Формирование золоторудных проявлений в Костомукшском районе происходило в два этапа и в значительной степени было оторвано от первичного отложения железорудных формаций.

Первый этап формирования золоторудных месторождений (Таловейс) и рудопроявлений ассоциируется с микроклиновыми гранитами и гранит-порфирами с возрастом 2,7 млрд лет. Позднеархейские гранитоиды совместно с субмеридиональными и СВ разломными зонами играют рудолокализирующую роль. Для раннего этапа характерны два типа оруденения – золото-сульфидно-(пирит)-кварцевый и золото-кварцевый. Рудопроявления незначительны. Запасы Au по категории C₂ составляют 15,5 кг. Прогнозные ресурсы – 12 тонн Au [Кожевников, 2000].

Второй этап формирования золоторудных проявлений района связан с нижнепротерозойской тектоно-магматической активизацией региональными разломными зонами СЗ 310° простираения. Золоторудные проявления ассоциируют с располагающимися в этой мобильно-проницаемой зоне раннепротерозойскими селецкими и рапаквивиподобными гранитами с возрастом 2,45 млрд лет. По этим признакам возраст золоторудного проявления Луупеансуо может быть косвенно определен как раннепротерозойский (2,45 млрд лет) [Luukkonen, 1992]. Для этого этапа характерен золото-арсенопирит-кварцевый тип оруденения.

Прогнозные ресурсы рудопроявления Луупеансуо составляют 100 тонн Au при среднем содержании Au 3 г/т и средней мощности рудных тел 5 м.

Таким образом, геологические физико-химические и минералогические исследования золоторудного проявления Луупеансуо приводят к выводу, что основными рудоконтролирующими факторами золоторудной минерализации являются структурный, литостратиграфический, магматический и метасоматический.

Во-первых, золоторудное рудопроявление связано с региональными зонами дробления и расланцевания, приурочено к серии кварцевых жил СЗ 310° простираения.

Во-вторых, важное значение имеют литостратиграфические факторы, такие, как зоны контактов различных по химическим и физико-механическим свойствам пород – контакты осадочных флишевых толщ, железисто-кремнистых осадков с интрузивными кислыми (риодациты) и ультраосновными (коматииты) породными комплексами.

В-третьих, магматические факторы имеют первостепенное значение для переноса и локализации золотого оруденения. Селецкие щелочные граниты и рапаквивиподобные граниты протерозоя 2,45 млрд лет, несущие флюидные растворы, являлись благоприятным фактором формирования Au рудопроявления. Не менее важным эндогенным фактором формирования золотой минерализации является ее связь с глубинными потоками минерализованных флюидов вдоль крупнейших глубокофокусных сдвиговых зон.

В-четвертых, гидротермально-метасоматическая регенерация и переотложения Au оруденения явились существенным фактором формирования рудных месторождений и рудопроявлений.

Таким образом, формирование месторождений и рудопроявлений золота в Костомукшском рудном районе охватывает длительный временной интервал – от позднего архея до раннего протерозоя, в течение которого взаимосвязанно и последовательно развивались процессы магматизма, седиментации, метаморфизма, метасоматоза в соответствии с этапами тектонических дислокаций.

4.3. АЛМАЗОНОСНОСТЬ КОСТОМУКШСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Лампроиты и слюдяные кимберлиты-оранжеиты. Исследователи, изучающие кимберлиты и лампроиты, признают ведущую роль структурно-тектонических процессов в размещении объектов ультраосновного – щелочного магматизма – диапиризма как путей подъема магматического очага. Согласно Клиффорду, для стабилизированных участков земной коры кимберлитовый и лампроитовый магматизм является типоморфным, присутствует на кратонах и в прилегающих к ним подвижных областях. В центральных частях кратона кимберлиты и лампроиты, как правило, являются алмазоносными.

Для докембрия Фенноскандинавского щита кимберлитовый и лампроитовый магматизм реальное значение приобрел с 70-х гг. XX века. Распределение кимберлитовых и лампроитовых полей в центральной и краевых частях Карельского кратона позволяет считать, что необходимым условием его проявления является предшествующий активный разновозрастной базальтовый и коматиитовый вулканоплутонизм, эволюция которого отражает последовательное углубление источников расплава. Перспективными для поисков алмазов являются центральные и краевые наддиапировые зоны, испытавшие многократную тектоническую переработку. Для них кимберлитовый и лампроитовый магматизм является завершающим этапом. Лампроитовый магматизм Костомукшского рудного района соответствует рифейскому позднепротерозойскому этапу протоактивизации Карельского кратона.

Неравномерное распределение даек лампроитов и диатремовых трубок кимберлитов в Костомукшской структуре и в зеленокаменном поясе Кухмо – Суомуссалми объясняют их приуроченностью к узлам пересечения сопоставимых по рангу мантийных субширотных и субмеридиональных тектонических структур глубинного заложения.

Условия для формирования высокопроницаемых участков, провоцирующих внедрение в земную кору мантийного материала, здесь наиболее благоприятные. Пространственное сочетание раннеархейских комплексов Вокнаволоцкого блока и оконтуривающих его позднеархейских зеленокаменных поясов, вмещающих позднепротерозойские рифейские комплексы ультраосновного – щелочного ряда, выделено в подвижную зону Маанселькя, имеющую черты сходства во взаимоотношении архейских ядер и подвижных зон Западной Австралии, Южной и Западной Африки, контролирующих структурное положение лампроитовых и кимберлитовых интрузий.

Ультраосновные – щелочные породы располагаются в неоархейских метаморфических толщах гимольской и контоксской серий (изотопный возраст более 2,7–2,9 млрд лет). Лопийские породы гимольской серии представлены железистыми кварцитами, слюдистыми сланцами метафлиша и незначительно углеродистыми кварц-полевошпат-биотитовыми сланцами с сульфидной минерализацией.

В Костомукшском рудном поле присутствуют интрузивные тела серпентинизированных перидотитов коматиитового ряда, секущих толщи гимольской серии и контрастных в генетическом и химическом отношении пород. Трубка-диатрема лампроитов диаметром 200–250 м и площадью сечения 3 га также обнаружена в пределах Костомукшского железорудного месторождения. Трубка прорывает породы архейских метаморфизованных толщ гимольской серии возраста 2,8 млрд лет. Диатрема локализована в кварц-полевошпат-биотитовых сланцах, ассоциирующих с магнетитовыми кварцитами. Абсолютный возраст лампроитов рифейский, составляет 230 млн лет.

Минералогическая и химическая характеристика (табл. 4.7) кимберлитов и лампроитов дана на примере диатремы и двух дайковых тел лампроитов мощностью 2 и 1,5 м, соответственно локализованных в железорудно-сланцевых породах гимольской серии (обр. 597) и в коматиитах (обр. 572).

Полированные и прозрачно-полированные шлифы изготавливали из штуфа породы диатремы весом более 3 кг и дайковых тел весом 2,5 кг. Из продуктов дробления отбирали средние навески для химического анализа кимберлитов и лампроитов.

Для получения дополнительной информации о породообразующих и акцессорных минералах сильно измененных кимберлитов и лампроитов применяли **3D-минералогическую технологию исследований минералов** в малых объемах тяжелых концентратов продукта дробления этих пород. Технология включала операции: 1) стадийного дробления (экспозиция 10 с., отсеивание тонких фракций на сите 0,5 м); 2) мокрого ситования на узкие размерные фракции (500–315 мкм, 315–250 мкм, 250–180 мкм, 180–100 мкм); 3) гидросепарации (гидросепаратор HS-11) каждой размерной фракции; 4) ручной мокрой магнитной сепарации (очистка концентрата от магнетита и частиц железа от ступки); 5) ручной разборки под биноклем (отбор кристаллов, окрашенных, черных и бесцветных зерен); 6) приготовления однослойных полированных шлифов тяжелых концентратов и шлифов из отобранных зерен; 7) электронно-микроскопического и микрозондового (Camscan-4DV, Link-AN 10000, Великобритания) изучения полированных шлифов породы, тяжелых концентратов и отобранных зерен; 8) парагенетического анализа полученных минералогических данных. Полированный шлиф лампроита, ксенокристы пирропа и хромдиоксида фотографировали при малых увеличениях на стереомикроскопе MZ6, камера Leica DC300, программный пакет Autorano Giga.

Интенсивно измененная порода диатремы кимберлитов-оранжеитов имеет брекчевидную текстуру (рис. 4.25). Обломки-ксенолиты от десятых долей миллиметра до 10 см составляет 50–60 % от общего объема породы. Ксенолиты округлой или неправильной формы погружены в слюдистую основную средне-крупнозернистую массу.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Ксенолиты сложены тонкозернистыми агрегатами – сростаниями талька и серпентина. Края ксенолитов в контакте с вмещающими их слюдястыми агрегатами обогащены серпентином. В слюдястой массе первичные силикаты почти полностью замещены серпентином, тальком, карбонатами. Прожилки серпентина пересекают слюдястую основную массу и ксенолиты. Слюдястая основная масса, как и ксенолиты, содержит мелкие (10–150 мкм) включения акцессорных минералов.

Химический состав 4-х образцов породы диатремы приведен в табл. 4.7, ан. 1–4.



Рис. 4.25. Образец кимберлита-оранжеита Костомукшского рудного поля

Таблица 4.7. Химический состав лампроитов

Компоненты, параметры	Образец 597	Образец 572
SiO ₂	42,18	41,65
TiO ₂	2,74	1,72
Al ₂ O ₃	7,75	4,16
Fe ₂ O ₃	3,67	5,12
FeO	3,38	4,66
MnO	0,186	0,118
MgO	19,90	23,59
CaO	4,50	4,71
Na ₂ O	0,18	0,13
K ₂ O	5,93	4,37
H ₂ O	2,26	1,41
п.п.п.	6,23	7,25
P ₂ O ₅	1,14	0,43
Cr ₂ O ₃	0,018	0,174
V ₂ O ₃		0,008
Сумма	100,064	99,500
S	0,50	0,07
Mg	0,74	0,71
K ₂ O/Na ₂ O	33	34
Ka	0,8	1,1

Примечание. Аналитики Н.Г. Ракова и Л.Н. Демишина (ИГ КарНЦ РАН), mg = MgO / (MgO + FeO + Fe₂O₃), Ka = (K₂O + Na₂O) / Al₂O₃.

Породообразующие минералы лампроитов

Слюды. Минералы группы слюд доминируют в цементирующей ксенолиты породе. Они присутствуют в виде агрегатов пластинчатых и таблитчатых кристаллов или зерен неправильной формы (размеры 10–1000 мкм) и формируют связывающую массу этих пород. Слюды образуют сростки практически со всеми породообразующими и акцессорными минералами, в различной мере замещаются серпентином и тальком. В проходящем свете эти слюды имеют желто-красновато-коричневый цвет с прямой и обратной схемами плеохроизма.

Из данных 39 микрозондовых анализов различных фенокristов слюд следует, что эти минералы высокомагнезиальные MgO 19,9–26,2 масс. %, обогащены TiO₂ (1,5–7,4 масс. %) и обеднены Al₂O₃ (1,5–10,4 масс. %), нередко содержат примесь BaO (до 1,0 масс. %). Для большинства полученных составов характерны низкие содержания Al³⁺, недостаточно для заполнения всех тетраэдрических позиций в структуре слюды (Si⁴⁺ + Ti⁴⁺ + Al³⁺) < 8,0 (расчет кристаллохимической формулы на O = 22), что обуславливает заполнение этих позиций для Fe³⁺, т. е. определяют такие слюды, как тетраферрифлогопит. В породах диатремы установлены две группы слюд: 1) флогопиты и 2) тетраферрифлогопиты (бедные Al₂O₃). Составы различных фенокristов слюд представлены на диаграмме Al₂O₃–TiO₂ в сопоставлении с составами слюд, характерных для различных семейств щелочных пород: лампроитов, оранжеитов, кимберлитов, минеттов и альнеитов.

Калиевый полевой шпат и Ti-K-рихтерит. Другие первичные силикаты, кроме слюд, в породах диатремы встречаются редко. В изученных шлифах и тяжелых концентратах этих пород установлены единичные зерна калиевого полевого шпата (совместно с апатитом в промежутках фенокristов слюды) и реликтовые зерна Ti-K-рихтерита в тальк-серпентиновом агрегате в интерстициях фенокristов флогопита.

Вторичные материалы. В составе ксенолитов доминируют водные Fe-Mg-силикаты: тальк и серпентин. В цементирующей слюдястой породе они замещали, видимо, оливин и пироксен, в меньшей мере сами слюды. Хотя тальк и серпентин почти во всех агрегатах присутствуют совместно, по отноше-

нию к тальку серпентин является более поздним минералом. Многочисленные серпентиновые прожилки пересекают мелкозернистые тальк-серпентиновые агрегаты в ксенолитах и фенокристи слюды. Контакты ксенолитов с цементирующей их слюдистой основной массой также обогащены серпентином. В мелкозернистых серпентиновых агрегатах изредка встречаются мелкие (1–5 мкм) включения магнетита. В интерстициях фенокристов слюды и в пересекающих их трещинах присутствуют обособления поздних карбонатов кальцита, доломита и кварца. К ним нередко приурочены обособления апатита, сульфидов барита. Анализ большинства агрегатов вторичных силикатов показал, что их составы отвечают смесям серпентина и талька. Лишь некоторые серпентиновые прожилки, судя по их химическому составу, являются мономинеральными.

Акцессорные минералы. В тяжелых концентратах выделены акцессорные минералы, в первую очередь, хромшпинелиды и сульфиды, а также апатит, барит, редкие граниты, моноклинный пироксен, титановые, циркониевые и редкоземельные минералы.

Хромшпинелиды. В полированных шлифах обнаружены зерна хромита и шпинели размера 5–150 мкм в составе тальк-серпентиновых агрегатов ксенолитов и в фенокристах слюды основной массы породы (рис. 4.26). Отобранные из тяжелых концентратов индивидуы хромита представляли непрозрачные неправильной формы зерна черного цвета и октаэдрические кристаллы. Индивидуы шпинели выглядели как округлые кристаллы и полупрозрачные кроваво-красного цвета зерна неправильной формы размерами 0,2–0,5 мм. В полированных шлифах пород и тяжелых концентратов на электронном микроскопе, помимо однородных зерен хромита и шпинели, установлена вторая генерация хромшпинелидов, представленная их тонкопористыми зернами. Такие зерна позволили наблюдать замещение первичной шпинели (шпинель I) **пористым хромитом (хромит II): 1) каймы хромита II вокруг шпинели; 2) зерна пористого хромита II с реликтами шпинели; 3) полные псевдоморфозы хромита II с нередким сохранением изометрической округлой формы кристалла первичной шпинели.** Тонкие поры в зернах хромита II **заполнены слюдой. Хромит II находится в сростках со слюдами, с замещающими их вторичными силикатами и акцессорными минералами (apatит, сфалерит и др.).** Химические составы хромита I (27 микрозондовых анализов) и шпинели I (22 микрозондовых анализа) представляют практически непрерывный псевдобинарный ряд от высокохромистого хромита (магнезиохромита) максимально с 64,5 масс. % Cr_2O_3 до шпинели с 47,1 масс. % Al_2O_3 . Для минералов этого ряда характерны низкие концентрации TiO_2 (0–0,9 масс. %) и малая доля магнетита (Fe_2O_3 0,7–6,2, в среднем 3,0 масс. %), наличие примесей NiO и ZnO (до 0,4 масс. %). Хромит II (20 микрозондовых анализов), по сравнению с первичной шпинелью I, резко обеднен Al_2O_3 , обогащен TiO_2 и существенно более железистый (обогащен магнетитовым и ульвошпинелевым минералами за счет шпинелевого). Шпинель II (**3 микрозондовых анализа**) по отношению к шпинели I имеет тот же тренд изменения химического состава (более титанистая и железистая). Составы хромшпинелидов различных генераций (72 зерен) представлены графически на диаграмме $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--Al}_2\text{O}_3$; $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--TiO}_2$ в сопоставлении с составами хромшпинелидов различных фаций и субфаций мантийных ультраосновных пород.

Сульфиды. Мелкие включения сульфидов (5–100 мкм) в изученных шлифах в виде пирротина, пентландита, пирита галенита и сфалерита (рис. 4.27) постоянно встречаются в тальк-серпентиновых агрегатах и в серпентиновых прожилках в ксенолитах, а также в слюдистой основной массе в интерстициях фенокристов слюд совместно с серпентином, тальком, карбонатами, кварцем, апатитом и баритом. Мелкие зерна пентландита и пирротина нередко оконтуривают полигональные зерна псевдоморфоз серпентина и талька, видимо, по первичному оливину в пределах ксенолитов, или декорируют границы ксенолитов с вмещающей их породой. Многочисленные зерна тех же сульфидов неправильной формы присутствуют в тяжелых концентратах и обычно сопровождаются серпентином, тальком, слюдами, кальцитом, доломитом, кварцем, апатитом и баритом. Под биноклем в тяжелых концентратах обнаруживаются многочисленные сульфидные шарики-«микрокапли» размерами 100–300 мкм, на поверхности которых сохраняются фрагменты вмещающей их породы Fe-Mg-силикаты (серпентин и тальк). Под электронным микроскопом в полированных сечениях видно, что многие шарики представляют собой расслоенные силикатно-сульфидные «микрокапли». В сульфидной их составляющей в центральной части частиц определяются пластичные зерна пентландита; пирротин выполняет их промежутки, а халькопирит присутствует в незначительных количествах обычно на краях зерен при соотношениях этих минералов пентландит > пирротин > халькопирит. Силикатная составляющая локализована в краевой части частиц и образует совместно с сульфидной единую расслоенную «микрокаплю», в которой **Fe-Mg-силикаты представлены тальком и серпентином, заместившим первичные минералы (видимо, оливин или ортопироксен).** Обнаружены также собственно пиритовые шарики.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

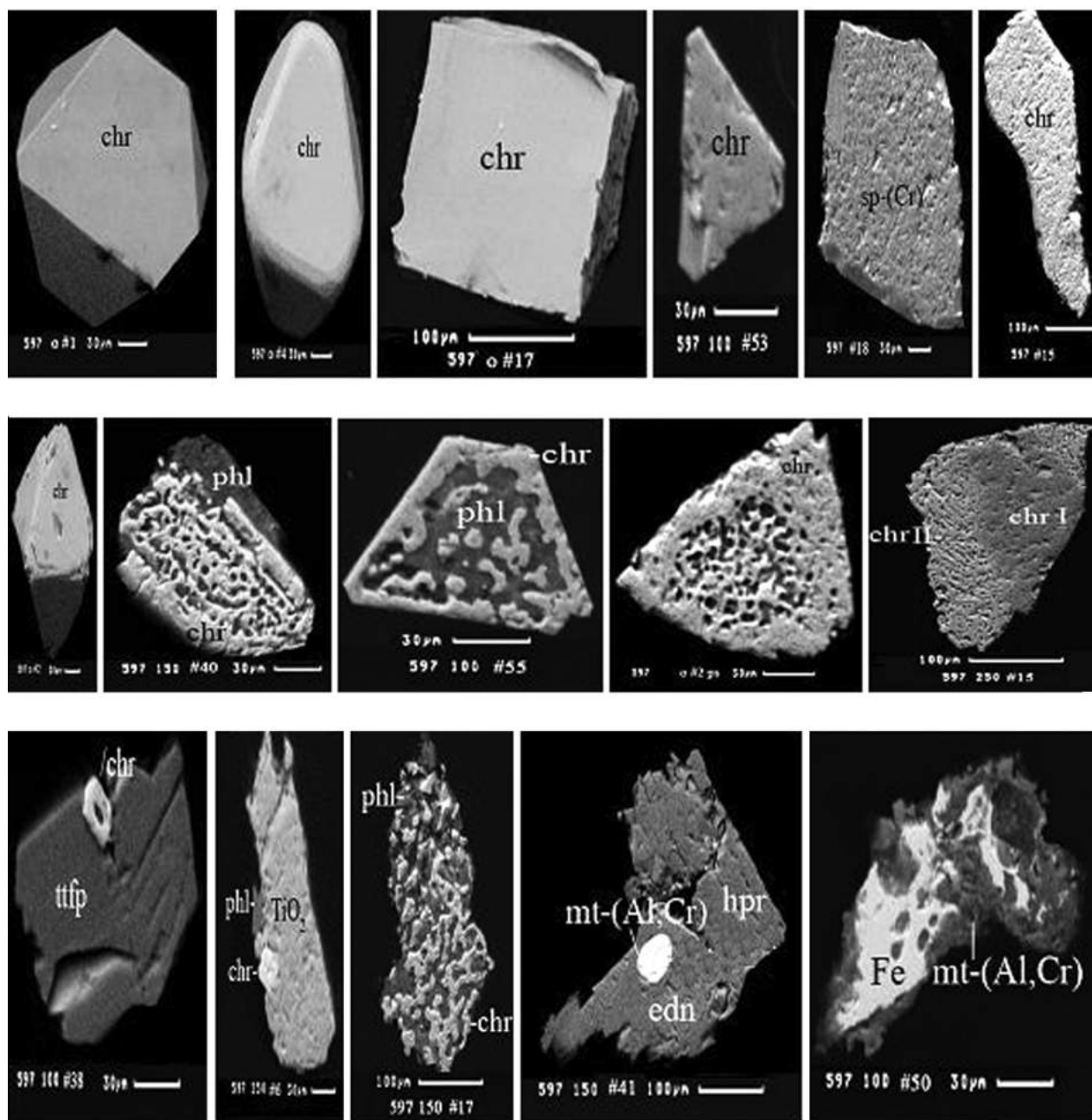


Рис. 4.26. Хромшпинелиды лампроитов

Апатит и барит – в виде мелких (1–30 мкм) неправильной формы зерен и их скоплений (размером до 500 мкм), локализованных в интерстициях фенокристов флогопита в ассоциации с серпентином, тальком, сульфидами, карбонатами и кварцем. Мелкие включения барита обычно в составе ксенолитов. Краевые зоны крупных зерен апатита бывают обогащены Sr – по данным микрозондового анализа, до 16,6 масс. % SrO.

Монацит – в виде мелких (1–10 мкм) включений в слюдах, а также в тальк-серпентиновых агрегатах совместно с апатитом, кальцитом и доломитом. По данным качественного микрозондированного анализа, в составе этого минерала концентрируются редкие земли цериевой группы (Ce, La, Nd, Pr).

Циркон – в виде сильно резорбированных призматических кристаллов, включенных в фенокристах слюды или в тальк-серпентиновых агрегатах в слюдяной основной массе породы. Отдельные фрагменты сильно измененных кристаллов циркона не превышают 10 мкм.

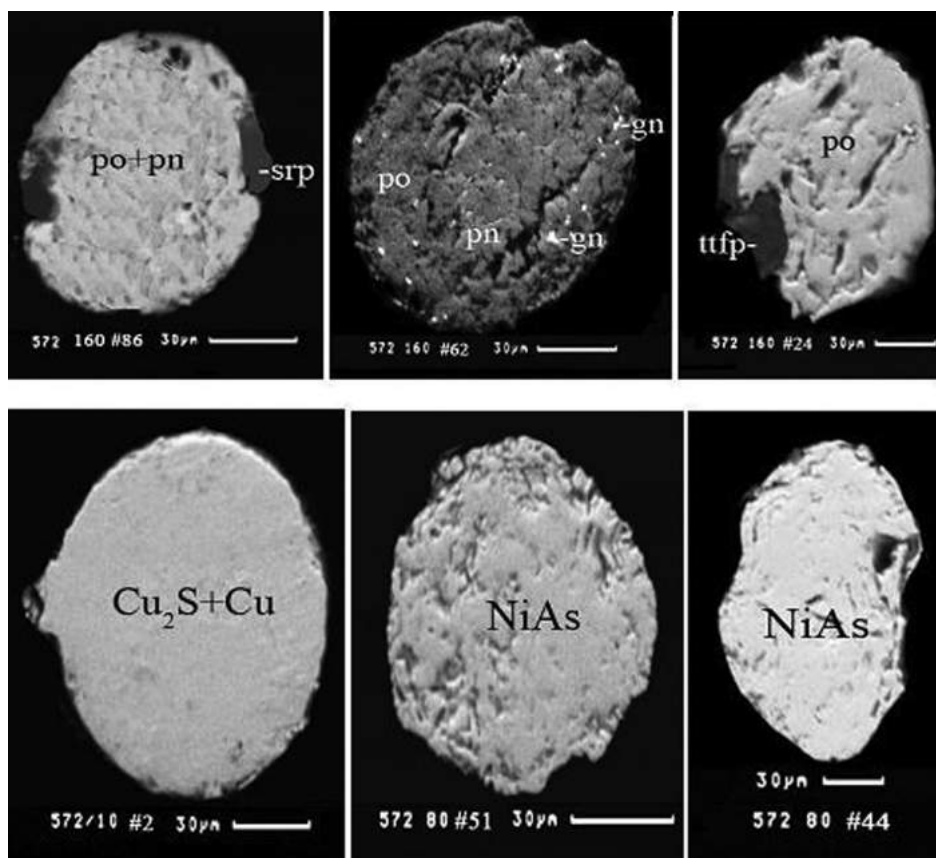


Рис. 4.27. Сульфидные минералы лампроитов

Гранаты – пироп и альмандин. Подавляющее большинство из них красновато-фиолетового цвета – пироп (рис. 4.28), и только два зерна светло-розового цвета – альмандин. Определен химический состав представительной выборки этих гранатов: 1) преобладает (50 анализов из 55 проанализированных зерен) субкальциевый (CaO 2,4–2,8 масс. %) хромистый (Cr_2O_3 масс. 4,7–5,8 %) пирит; 2) реже (5 зерен) кальциевый (CaO 4,4–5,7 масс. %) хромистый (Cr_2O_3 3,1–7,8 масс. %) пирит (табл. 4.7) и 3) альмандин (2 зерна из 84 отобранных зерен – см. табл. 4.7). Химические составы изученных гранатов представлены графически на диаграмме CaO– Cr_2O_3 в сопоставлении с составами различных групп гранатов ксенолитов в кимберлитах.

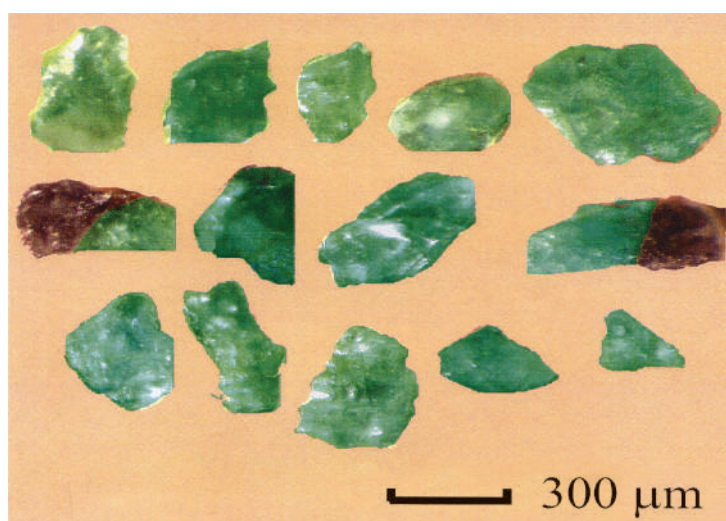


Рис. 4.28. Пироп

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Моноклинный пироксен. Зерна пироксена изумрудно-зеленого цвета неправильной формы или округлые, размеры 150–320 мкм. Многие из отобранных зерен мономинеральные, другие – в «рубашке» серпентина и талька или с их прожилками, иногда сопровождаются сульфидами (пирротин, пентландит, сфалерит) и баритом.

Хромдиопсид – высокомагнезиальный, $Mg\# = Mg / (Mg + Fe) = 0,922–0,963$; Cr_2O_3 1,2–3,6 масс. %; Al_2O_3 0,7–4,8 масс. %; Na_2O 0,9–3,7 масс. %; TiO_2 0–0,4 масс. %. Этот пироксен в среднем содержит 7 мол. % космохлорового $NaCrSi_2O_6$ и 8 мол. % жадаитового $NaAlSi_2O_6$ компонентов. Составы различных зерен хромдиопсида изученных пород представлены графически на диаграмме $Na_2O–MgO$ в сопоставлении с составами клинопироксена флогопитсодержащих включений в алмазах (рис. 4.29).

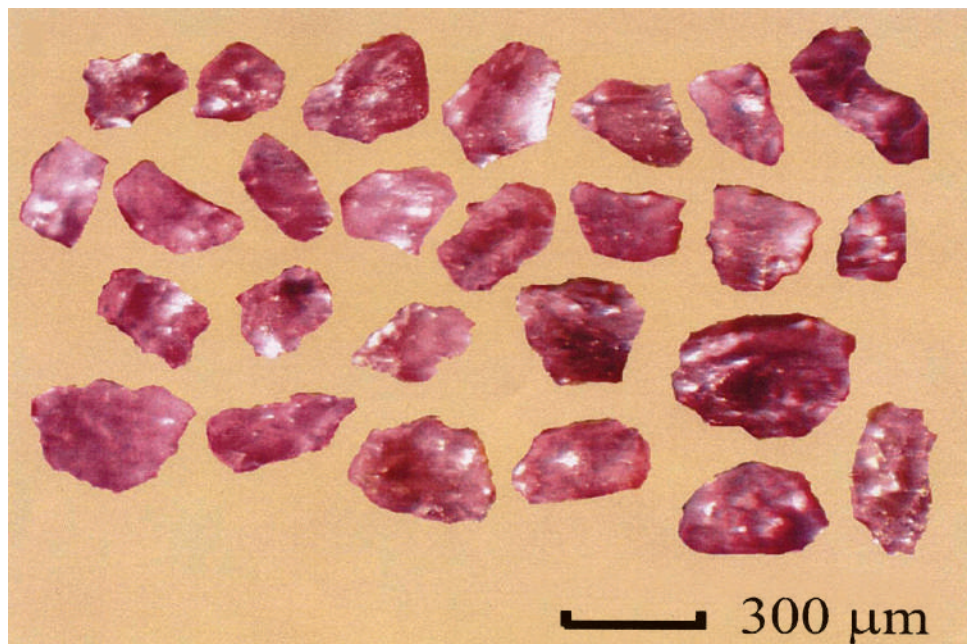


Рис. 4.29. Хромдиопсид

Титановые минералы в породах диатремы относительно редки, в шлифах породы и в тяжелых концентратах определены: 1) ильменит, 2) рутил и 3) Zr-прайдерит.

Ильменит в зернах тяжелых концентратов в виде мелких включений (20–100 мкм) неправильной формы, в фенокристах измененного флогопита в ассоциации также с серпентином, тальком, апатитом и с баритом. Микрозондовым анализом определены Mn-, Mg- и Cr-Mg – разновидности ильменита.

Рутил – редкие кристаллы 100–200 мкм по длине. Одно из зерен находится в срастании с тетраферрифлогопитом.

Zr-прайдерит. Мелкое включение (~20 мкм) в тетраферрифлогопите.

Лампроиты образцов даек представлены породами серого цвета с равномерным среднезернистым сложением (размер зерен 0,1–0,5 мм, обогащены минералами слюд). Структура пород порфириформная. Порфириновые «вкрапленники», сложенные вторичными минералами, «погружены» в слюдистую массу. «Порфириновые» вкрапленники и слюдистые агрегаты содержат мелкие включения акцессорных минералов.

Средний химический состав изученных лампроитов приведен в табл. 4.7. Порфириформные обособления сложены сапонитом (размерами 30–500 мкм). Промежутки зерен слюды в связующей массе породы выполнены сапонитом и кальцитом. Флогопитовые и сапонит-кальцитовые агрегаты насыщены мелкими (< 50 мкм) включениями апатита, оксидов титана, монацита, хромшпинелидов и сульфидов (пирит, пентландит, халькопирит, геленит).

Прорывающие коматииты оранжееиты содержат порфириформные «вкрапленники» (размерами 30–500 мкм), сложены серпентином, и в серпентин-кальцитовых агрегатах замечены мелкие (< 50 мкм) относительно редкие включения хромшпинелидов, сульфидов (пирротин, пентландит и халькопирит), магнетита, апатита, ильменита и бадделеита.

Породообразующие минералы

Слюды. В составе изученных кимберлитов-оранжеитов преобладают минералы групп слюд, образующие сростки с породообразующими и акцессорными минералами лампроитов. В составе слюд доминируют высокомагнезиальные слюды группы флогопита, обогащенные TiO_2 и обедненные Al_2O_3 . Характерные для многих составов слюд низкие содержания Al^{3+} , недостаточные для заполнения всех тетраэдрических позиций ($Si^{4+} + Ti^{4+} + Al^{3+} < 4,0$ (расчет кристаллохимической формулы слюды на $O = 11$), обуславливают заполнение структурных позиций для Ti^{4+} и Fe^{3+} . Такую слюду определяют как тетраферрифлогопит.

Пироксены представлены диопсидом – (Cr) с округлыми очертаниями изумрудно-зеленого цвета размерами 150–200 мкм; диопсидом белого цвета; редкими зернами ромбического пироксена размерами 70–150 мкм. По химическому составу изумрудно-зеленый пироксен определен как характерный «хромдиопсид» ($mg = Mg / (Mg + Fe) = 0,93$; Cr_2O_3 2,0 масс. %; K_2O , 0,29–0,40, в среднем 0,33 масс. %), содержащий 5–7 мол. %; примесь TiO_2 1,8 масс. %; Al^{IV} 0,01). Ромбический пироксен имеет химический состав гиперстена ($mg = Mg / (Mg + Fe) = 0,80$).

Амфиболы. Многочисленные зерна амфиболов подразделены на две группы: многочисленные таблитчатые зерна Na-Ca-Fe-Mg моноклинные амфиболы, отвечающие минералам эденит-ферроэденитового ряда, и ромбические амфиболы, имеющие состав грюнерита.

Оливин представлен порфиоровыми «вкрапленниками» серпентина в этой породе, является псевдоморфозами серпентина по первичному оливину. По химическому составу оливин отвечает высокомагнезиальному форстериту.

Калиевый полевой шпат. Порфиоровые «вкрапленники» сапонита, по-видимому, представляют псевдоморфозы сапонита по первичному калиевому полевому шпату. В «тяжелых» концентратах встречаются единичные зерна калиевого полевого шпата в сростках с баритом.

Вторичные силикаты исследуемых образцов сильно изменены. Вторичные силикаты (сапонит и серпентин), как правило, сопровождаются кальцитом. Кроме того, в продуктах дробления встречаются свободные зерна кварца, по-видимому, также относящегося к вторичным минералам.

Первичные породообразующие силикаты представлены минералами группы флогопита. Реликты ранних силикатов наблюдали лишь в составе «тяжелых» концентратов продукта дробления этих пород.

Доминирующим вторичным силикатом, замещающим первичные ортоклаз и слюды, является сапонит. Особенностью его состава является наличие калия вместо натрия.

Первичные высокомагнезиальные силикаты замещены серпентином. Богатые Al_2O_3 минералы (например, ортоклаз), по-видимому, замещались более глиноземистым серпентино-хлоритом.

Акцессорные минералы кимберлитов-оранжеитов

Хромшпинелиды являются наиболее характерной группой акцессорных минералов (см. рис. 4.26).

Среди кристаллов имеются индивиды с четкими ребрами и вершинами и кристаллы с округлыми (частично растворенными) ребрами и вершинами. Помимо мономинеральных зерен и кристаллов хромшпинелидов, обычны их сростки со слюдой, с эденитом и гиперстеном, а также ассоциации хромшпинелидов с различными акцессорными минералами: с оксидами титана, апатитом, сульфидами, монацитом, прайдеритом и самородным железом. В полированных шлифах из кристаллов контрастная зональность отсутствует. При расшлифовке одного из кристаллов выявлено пористое строение его центральной части. Это позволило разделить кристаллы хромшпинелидов на однородные кристаллы и зерна и пористые кристаллы и зерна, с порами, заполненными, как правило, флогопитом. «Пористый» хромшпинелид является более поздним.

Хромшпинелиды индивидов различаются по химическому составу. Для однородных хромшпинелидов характерна малая доля (магнетитового минала?) при широких вариациях магнезиохромитового (хромитового) и шпинелевого минералов. Крайними членами этого (псевдобинарного) ряда являются высокохромистый магнезиохромит (Cr_2O_3 60,0–63,4 масс. %) и хромистая шпинель (Al_2O_3 45,4 масс. %). Составы хромшпинелидов пористых кристаллов по сравнению с хромшпинелидами первой генерации резко обеднены Al_2O_3 , являются более титанистыми и более железистыми (обогащены ульвошпинелевым и магнетитовым миналами за счет шпинелевого и хромитового компонентов).

Отличная от описанных, третья генерация хромшпинелидов и обр. 597 представлена составами магнетита – (Al, Cr), ассоциирующегося с гиперстеном и эденитом или с самородным железом.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Мелкие кристаллы и зерна хромшпинелидов (10–30 мкм) присутствуют в виде включений как в слюдяной основной массе породы, так и в пределах «вкрапленников» серпентина.

Помимо мономинеральных зерен и кристаллов хромшпинелидов, обычно присутствуют сростки со слюдой, серпентином и кальцитом. Зерна хромшпинелидов неправильной формы, как правило, однородные. Октаэдрические кристаллы, напротив, имеют пористое строение. Крупные поры в их центральных частях заполнены слюдой, серпентином или кальцитом. Некоторые кристаллы имеют контрастное зональное строение.

Для однородных кристаллов характерны составы хромшпинелидов с малой долей магнетитового минала, при широких вариациях магнезиохромитового (хромитового) и шпинелевого миналов ($mg = Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+}) = 0,58–0,85$, среднее 0,73). Крайними членами псевдобинарного ряда являются высокохромистый магнезиохромит (Cr_2O_3 64,3–66,5 масс. %) и хромистая шпинель (Al_2O_3 30,2 масс. %).

По сравнению с однородными хромшпинелидами пористые хромшпинелиды обогащены TiO_2 , ульвошпинелевым и магнетитовым миналами за счет шпинелевого и хромитового компонентов ($mg = Mg / (Mg + Fe^{2+}) = 0,35–0,89$, среднее 0,56), являются существенно более железистыми. В зональных кристаллах более поздняя зона хромшпинелида обособлена и обогащена магнетитовым и ульвошпинелевым миналами с возрастающими концентрациями FeO, Fe_2O_3 и TiO_2 .

Минералы и группы ильменита представлены мономинеральными зернами и сростками ильменита (зерна размерами 10–100 мкм) со слюдой, серпентином, кальцитом, иногда с сульфидами (табл. 4.8).

Таблица 4.8. Химический состав и кристаллические формулы некоторых сульфидов, арсенидов, сульфид-арсенидов и самородных металлов лампроитов (обр. 597 и 572)

Ан.	n	Минерал		Fe	Ni	Co	Cu	S	As	Si	Ti	Mn	Cr	Сумма
Обр. 597														
1	5	qn	масс. %	25,1	38,1	3,0	33,0	33,0						99,2
			к. ф.	3,50	5,07	0,43		8,00						
2	14	Fe	масс. %	98,4						0,9		0,3	0,3	99,8
			к. ф.	0,98						0,02				
3	3	(Fe,Cr,Ni)	масс. %	69,2	9,1					0,6	0,5	1,4	18,8	99,6
			к. ф.	0,69	0,09					0,01	0,1	0,01	0,20	
4	1	(Cu,Ni)	масс. %	0,3	4,2		94,5	0,8						99,8
			к. ф.	0,01	0,04		0,94	0,01						
Обр. 572														
5	12	qo	масс. %	59,8	0,2			39,6						99,6
			к. ф.	0,93				1,07						
6	5	qn	масс. %	30,9	34,2	1,6		33,1						99,8
			к. ф.	4,26	4,50	0,22		8,00						
7	3	qn	масс. %	24,1	35,6	7,1		33,0						99,8
			к. ф.	3,29	4,71	0,94		8,00						
8	1	Cu_2S	масс. %	0,4	2,5		80,8	15,5						99,2
			к. ф.	0,01	0,07		2,12	0,80						
9	17	NiAs	масс. %	2,3	34,0	8,0		0,5	55,0					99,8
			к. ф.	0,05	0,77	0,19		0,02	0,98					
10	4	mch	масс. %	1,6	48,8	2,6		1,9	45,0					99,9
			к. ф.	0,34	10,11	0,53		0,70	7,32					
11	1	cob	масс. %	0,5	10,0	25,5		19,0	44,8					99,8
			к. ф.	0,01	0,28	0,72		0,99	1,00					
12	1	grdf	масс. %	1,6	30,2	3,6		19,9	45,3					100,6
			к. ф.	0,05	0,84	0,10		1,02	0,99					

Примечание. масс. % – весовые проценты, к. ф. – формульный коэффициент, n – число анализов, Fe – железо самородное, (Fe,Cr,Ni) – сплав Fe, Cr и Ni, (Cu,Ni) – сплав Cu и Ni, po – пирротин, Cu_2S – халькозин, NiAs – никелин, mch – маухерит, cob – кобальтин, grdf – герсдорфит.

Установлен практически непрерывный изоморфный ряд ильменит-гейкилит: MgO 1,1–14,0 масс. %; MnO_{cp} 1,2 масс. %. Наряду с магнезиальной разновидностью ильменита определена его марганцевая разновидность обр. 597, аксессуарные минералы анатаз и рутил наиболее распространены. Зерна оксидов титана размерами 1–50 мкм имеют неправильную форму. Их агрегаты присутствуют в виде включений во флогопите II или сапоните. В «тяжелых» концентратах анатаз

и рутил представлены зернами неправильной формы, размерами 100–400 мкм, рутила черного цвета и анатаза синего цвета с совершенной спайностью. Кристаллы оксидов титана образуют сростки с различными породообразующими и акцессорными минералами. Рутил и анатаз обычно содержат Nb_2O_5 : рутил – в среднем 1,4 масс. %, анатаз – 1,3 масс. %.

Апатит – присутствует в виде включений агрегатов мелких зерен (1–10 мкм) и призматических кристаллов размерами от 1–10 мкм до 100–300 мкм. В лампроитах обр. 597 отмечены зональные кристаллы апатита с центральной частью, обогащенной Sr и Ce (SrO 5,9 масс. %, CeO_2 0,9 масс. %).

Титаниты, минералы бария, циркония, стронция и редких земель накапливаются в «тяжелых» концентратах продуктов дробления изученных пород.

В обр. 597, помимо обычного для всех лампроитов бария, определены акцессорные минералы: (Ba,K)–(K,Ba) титаны – 1) прайдерит $(K,Ba)(Ti,Fe^{2+})_5O_{10}$ 1) и 2) генримеерит $(Ba,K)(Ti,Fe^{2+})_8O_{16}$ 3) Ва–Тi-силикат баотит $(Ba,K)_4(Ti,Nb)_8Si_4O_{28}Cl$; Ва–Sr-карбонаты – 4) кальцит – $(Sr)(CaSr)CO_3$; 5) алстонит (или баритокальцит) $BaCa(CO_3)_2$; 6) стронцианит $(Cr,Ca,Ba,Ce)CO_3$; 7) К–Са циркониевые силикаты; 8) монацит – $(Ce)(Ce,La,Nd,Pr,Ca)PO_4$.

В рассматриваемой пробе минералы циркония относительно редки. Среди изученных силикатов циркония определены силикат Zr и Са, соответствующий составу кальциокатаплекта или кальциохилаирита $CaZrSi_3O_9 \cdot 3H_2O$ (расчетная кристаллохимическая формула $(Ca_{0,85}Na_{0,16})_{1,01}Zr_{0,93}Ti_{0,06}Nb_{0,02})_{1,01}Si_{3,02}O_9$), и силикат – Zr, К и Са, близкий к составу вадеита $K_2ZrSi_3O_9$.

Кроме барита, для лампроитов характерны титаниты – генримеерит $(Ba,K)(TiFe^{2+})_8O_{18}$ и перовскит $(Ca,Na,Ce,Sr,Nd)(Ti,Nb,Fe^{3+})O_3$; К–Ва полевой шпат – гялофан $(K,Ba)(Si,Al)(AlSi_2)O_8$; циркониевые минералы – циркон $ZrSiO_4$ и бадделеит ZrO_2 ; неназванный оксид Cu и $LaCuLa_2O_4$.

Магнетит. В магнитных концентратах выделены зерна магнетита классических каплевидных форм – шарики, слегка удлинённые и слившиеся микрокапли размерами 80–150 мкм. На поверхности частиц, как правило, наблюдается отверстие, частицы хрупкие, легко крошатся при надавливании, при этом в центральной части зерна открывается полость. Такие полости (газовые пузырьки) хорошо видны в полированных шлифах многих частиц. Химический состав этих частиц соответствует магнетиту, содержащему незначительную примесь MnO (0–0,4 масс. %, среднее 0,3 %).

Сульфиды и арсениды. В изученных лампроитах включения сульфидов в виде кристаллов и неправильной формы зерен постоянно встречаются во флогопите основной массы породы и во «вкрапленниках» вторичных силикатов. В «тяжелых» концентратах сульфиды интенсивно накапливаются.

Сульфиды железорудно-сланцевых пород представлены в основном пиритом (зерна и кубические кристаллы размерами 10–150 мкм), обычны также мелкие зерна (размерами 5–100 мкм) других сульфидов – пентландита, халькопирита и галенита, изредка встречаются сфалерит и миллерит. Сульфиды образуют сростки с породообразующими и многими акцессорными минералами: со слюдами, ортоклазом, сапонитом, кальцитом, ассоциируют с оксидами титана, хромшпинелидами, апатитом и монацитом, обычны также срастания сульфидов друг с другом.

Химический состав пирита близок к стехиометрическому.

В сульфидах, секущих коматииты, диагностирован доминирующий пирротин, обычны также пентландит, халькопирит и галенит, изредка встречаются сфалерит и халькозин (см. табл. 4.8). Сульфиды образуют сростки практически со всеми породообразующими и многими акцессорными минералами: со слюдами, с диопсидом, серпентином, кальцитом, ильменитом, никелем, маухеритом, кобальтином и самородной медью; обычны также срастания сульфидов друг с другом.

Многие сульфиды, являющиеся агрегатами пирротина, пентландита и галенита, а также халькозина (тонкий агрегат с самородной медью), наряду с зернами неправильной формы, присутствуют в лампроитах и в виде идеальных «микрокапель» размером ~100 мкм.

В лампроитах в заметных количествах установлены также несколько зерен арсенидов и сульфид-арсенидов размерами 7–120 мкм (см. табл. 4.8). Среди них относительно широко распространен никель NiAs, изредка встречаются маухерит $Ni_{11}As_8$, единичные зерна кобальтина CoAsS и герсдорфита NiAsS. Арсениды и сульфид-арсениды находятся в сростках со слюдой, диопсидом, серпентином, кальцитом и пентландитом. Никелин, наряду с зернами неправильной формы, образует микроглобулы и зерна с округлыми очертаниями размерами ~100 мкм.

Самородные металлы концентрируются в «тяжелых» продуктах лампроитов обоих образцов. Определены зерна самородной меди, как правило, мономинеральные, неправильной вытянутой формы (толщиной ~0,1 мм, длиной до 0,5 мм). Поверхности зерен самородной меди несут отпечатки породообразующих минералов. Отдельные зерна окаймляются самородным оловом (рис. 4.30).

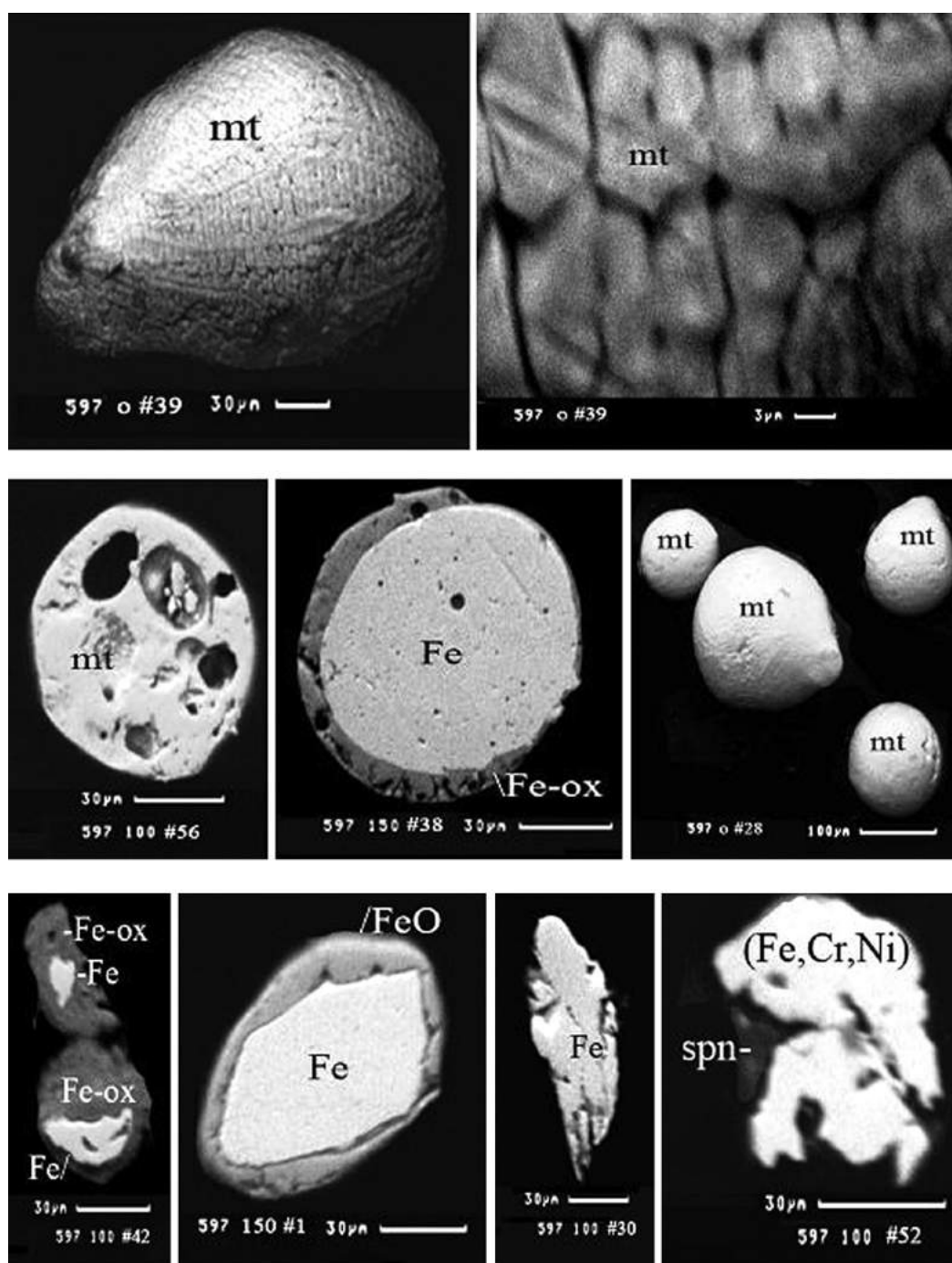


Рис. 4.30. Миндалины железа и самородное железо лампроитов

В обр. 597 обнаружены также многочисленные зерна самородного железа, каплевидные (размерами 10–200 мкм) и неправильной формы (размерами 50–200 мкм, зерна сплава (Fe,Cr,Ni) неправильной формы размерами 30–120 мкм и зерно сплава (Cu,Ni) округлой формы размером 30 мкм.

Зерна самородного железа мономинеральные или окаймляются оксидами железа. Обнаружено зерно самородного железа с реликтами первичного хромшпинелида. Зерна сплава (Fe,Cr,Ni) мономинеральные или срastaются с сапонитом.

Самородная медь и олово имеют состав относительно чистых металлов. Самородное железо содержит примеси Si (0,9 масс. %), Mn (0,3 масс. %) и Cr (0,3 масс. %). Сплав (Fe,Cr,Ni) несет Mn (1,0–1,5 масс. %), Si (0,5–0,7 масс. %) и Ti (0,4–0,7 масс. %).

Гранаты. В исследуемых образцах лампроитов обнаружены редкие зерна гранатов светлого розового цвета неправильной изометрической формы. В обр. 597 определены пиропы размером ~100 мкм; MgO 22,8 масс. %, $mg = Mg / (Mg + Fe) = 0,87$, Cr₂O₃ 7,3 масс. %, CaO 4,5 масс. %; 21 мол. % кнорингитового минала и зерна альмандина размерами 150–200 мкм; $mg = Mg / (Mg + Fe) = 0,13$; Na₂O 0,01–0,03 масс. %.

В обр. 572 обнаружены три мономинеральных зерна альмандина размерами 100–120 мкм, $mg = Mg / (Mg + Fe) = 0,16$, Na₂O 0,01–0,02 масс. %.

Корунд. Четыре зерна корунда светлого-розового цвета неправильной формы размером ~200 мкм обнаружены в обр. 597. В составе корунда установлена примесь TiO₂ (0,4–1,8 масс. %, среднее 0,9 %).

Данные о минеральном составе подтверждают диагностику этих пород, позволяют отнести их к определенным группам лампроитов-оранжеитов. Исследуемые породы соответствуют классическим породам – семейству высокомагнезиальных пород (MgO: обр. 597 – 19,9 масс. %, обр. 572 – 23,6 масс. %) щелочных-калиевых (K₂O: обр. 597 – 5,9 масс. %, обр. 572 – 4,4 масс. %; K₂O/Na₂O > 30) бедных кальцием и алюминием (CaO: обр. 597 – 4,5 масс. %, обр. 572 – 4,7 масс. %; Al₂O₃ – обр. 597 – 7,75 масс. %; обр. 572 – 4,2 масс. %), обладающих умеренной кремнекислотностью (SiO₂: обр. 597 – 42,2 масс. %, обр. 572 – 41,65 масс. %).

По коэффициенту аллоитности (калиевой) $Ka = (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$ обр. 597 отнесен к миаскитовым лампроитам ($K = 0,8$), а обр. 572 – к аллоитовым лампроитам ($Ka = 1,1$). Преобладающие в этих породах первичные слюды – тетраферрифлогопит и флогопит – являются высокомагнезиальными (MgO_{сп} 22,3 масс. %). Эти материалы обогащены титаном (TiO_{2сп} 4,9 масс. %) и обеднены алюминием (Al₂O_{3сп} 6,4 масс. %), нередко в них присутствует заметная примесь BaO (до 1,2 масс. %). Такие особенности химического состава являются типичными для слюд в классических лампроитах Австралии, США, Гренландии, Африки и Испании.

Бесцветный пироксен в изученных породах – высокомагнезиальный диопсид (см. табл. 4.8). По особенностям химического состава – высокая магнезиальность, характерная примесь TiO₂, низкая концентрация Al₂O₃ и малая доля Al^{IV} в структуре минерала – такой моноклинный пироксен обычен для лампроитов.

Оливин по химическому составу – $mg_{сп} = 0,93$, NiO 0,22–0,32 – идентичен оливину-оранжеиту Австралии, Испании, Индии, США, Африки и Антарктиды.

Калиевый полевой шпат с существенной примесью Fe₂O₃, определенный в изученных породах, также обычен, например, в лампроитах Австралии и США.

Столь же характерными для типичных лампроитов в целом являются установленные в изученных породах набор и составы аксессуарных минералов.

Так, выборки составов для «пористых» зерен хромшпинелидов (хромшпинелид II, «поры» заполнены флогопитом) по большинству минералообразующих компонентов хорошо сопоставляются с представительной выборкой составов хромшпинелидов австралийских. Поля составов этих трех выборок анализов хромшпинелидов в координатах Cr–Al–Fe³⁺ и $Mg \cdot 100 / (Mg + Fe^{2+}) - Cr \cdot 100 / (Cr + Al + Fe^{3+})$ существенно перекрываются.

Минералы группы ильменита, установленные в обр. 572 – ильменит – (Mg) («пикроильменит»), ильменит – (Mn) и гейкилит, были описаны ранее для лампроитов. Так, ильменит – (Mg) характерен для лампроитов Испании, а ильменит – (Mn) – для австралийских лампроитов.

Следует подчеркнуть, что выявленная редкометальная специализация аксессуарных минералов – Sr–Ce для апатита, Nb – для оксидов титана, Sr – для кальцита и Nb–Ce–Sr–Nd – для перовскита, является типоморфной для лампроитов.

И наконец, широкий спектр бариевых, циркониевых, редкоземельных и стронциевых минералов – обр. 597: барит BaSO₄, генримеерит (Ba,K)(Ti,Fe²⁺)₈O₁₆, прайдерит (K,Ba)(Ti,Fe²⁺)₅O₁₀, биотит (Ba,K)₄(Ti,Nb)₈Si₄O₂₈Cl, алстонит/баритокальцит BaCa(CO₃)₂, кальциокатаплеит/кальциохилаирит (CaNa)(Zr,Ti,Nb)Si₃O₉·3H₂O, вадеит (?) (K,Ca,Ba < Na)_{2-x}(Zr,Ti,Nb)Si₃O₉, монацит (Ca,La,Nd,Pr)PO₄ и стронцианит (Sr,Ca,Ba,Ce)CO₃; обр. 572: барит, генримеерит, гиалофан (K,Ba)(Si₂Al)(Si₂Al)O₈, циркон ZrSiO₄, бадделеит ZrO₂ и неназванный CuLa₂O₄ – ярко подчеркивают редкометальную (Ba,Sr,Zr,Ti,Nb) – специализацию изученных пород.

Вместе с тем нельзя не заметить нехарактерные для классических оранжеитов существенные минералогические особенности изученных пород.

К таковым относятся следующие: 1) присутствие моноклинных амфиболов эденит-ферроэденитового ряда ромбического железистого амфибола (грюнерита) и гиперстена в связующей массе породы вместо типичных для лампроитов высокомагнезиального диопсида и Ti-K-рихтерита; 2) наличие микросферул магнетита; 3) присутствие самородного железа (в т. ч. в форме микросферул) и зерен сплава (Fe, Cr, Ni); в обр. 572 – 1) присутствие микросферул сульфидов (пирротин + пентландит + галенит) и 2) наличие Ni-арсенидов (никель и маухерит, в т. ч. микросферул) и Ni-Co-сульфид-арсенид (кобальтин и герсдорфит).

Такие изменения состава связующей массы могли быть результатом раскисления (повышения активности кремнезема) и роста железистости исходного расплава при захвате материнской магмой и контаминации ксенолитов вмещающих пород – железистых кварцитов и кварц-полевошпатовых сланцев с сульфидной минерализацией (породы гимольской серии). При этом в связующей массе породы, видимо, формировалась поздняя (наиболее железистая) генерация хромшпинелидов (хромшпинелид III).

Высокотемпературный характер взаимодействия магмы с вмещающими породами документируется наличием микроглобул (микрокапли расплава магнетита, самородного железа, сульфидов и никелина).

В «тяжелых» концентратах и диагностированы по химическому составу редкие зерна минералов, представляющие ксенокristы глубинных пород. В образце 597 – это «хромдиопсид», пироп, корунд; в образце 572 – «хромдиопсид», «пикроильменит» и гейкилит.

К ксенокristам отнесены также кристаллы и зерна хромшпинелидов первой генерации изученных лампроитов.

Из этих данных выделим следующие факты: 1) значительную примесь K_2O в «хромдиопсиде» (0,29–0,40 масс. %), известную для включений этого пироксена в якутских алмазах и в алмазах лампроитов Западной Австралии; 2) обнаружение в обр. 597 пироба, содержащего 21 мол. % кнорингитового минала при относительно низком CaO (4,5 масс. %) – группа гранатов G10, по классификации Доусона и Стефенса, характерная для сингенетичных включений гранатов перидотитового парагенезиса в якутских алмазах; 3) хромшпинелиды I (обр. 597 и 572), а также высокомагнезиальные «пикроильмениты»-гейкилиты (обр. 572), представляющие выборки минералов-спутников алмаза из высокоалмазоносных ксенолитов перидотитов; 4) низкие содержания Na_2O (0,01–0,03 масс. %), отличающие альмандины из метаморфических пород кристаллического фундамента от гранатов из эклогитов.

Таким образом, ксенокristы «хромдиопсида», пироба, хромшпинелидов первой генерации (в т. ч. и высокохромистых 60,0–63,4 масс. % Cr_2O_3) и «пикроильменита» – гейкилита имеют источником, видимо, ксенолиты мантийных перидотитов. В свою очередь, альмандин захвачен из метаморфических пород кристаллического фундамента.

Обнаружение этих минералов-спутников алмаза и особенности их химического состава доказывают глубинный мантийный источник магматического очага, а наличие в лампрофитрах [Проскураков, Увадьев, 1990] и кимберлитах-оранжеитах алмазов доказывает, что кимберлиты Карельского кратона могут стать новым потенциальным источником алмазов Российской Федерации (рис. 4.31).

Основные выводы. В результате проведенных научно-исследовательских работ решен ряд теоретических задач, заключающихся в установлении причин и условий формирования особо крупных и комплексных месторождений Костомукшского зеленокаменного пояса, и определен геологический прогноз на поиски золоторудных и алмазоносных месторождений.

Установлено, что Костомукшский зеленокаменный пояс является реликтом позднеархейской подвижно-проницаемой зоны на границе с раннеархейским Вокнаволоцким блоком (ядром).

В позднем архее поясовидная подвижная зона Маанселькя была кратонизирована, но осталась областью глубинных долгоживущих разломов, что определило металлогеническую специфику данного района на железо (крупнейшее на Фенноскандинавском щите – Костомукшское железорудное месторождение).

Открыты крупное золоторудное проявление Луупеансуо и две алмазоносные кимберлитовые диатремы.

На Костомукшском и Корпангском железорудных месторождениях отчетливо выраженная минералого-геохимическая зональность пластов железисто-кремнистых пород обусловила закономерную изменчивость вещественного состава руд и оказала влияние на формирование типоморфных особенностей магнетита и его морфоструктурных особенностей.

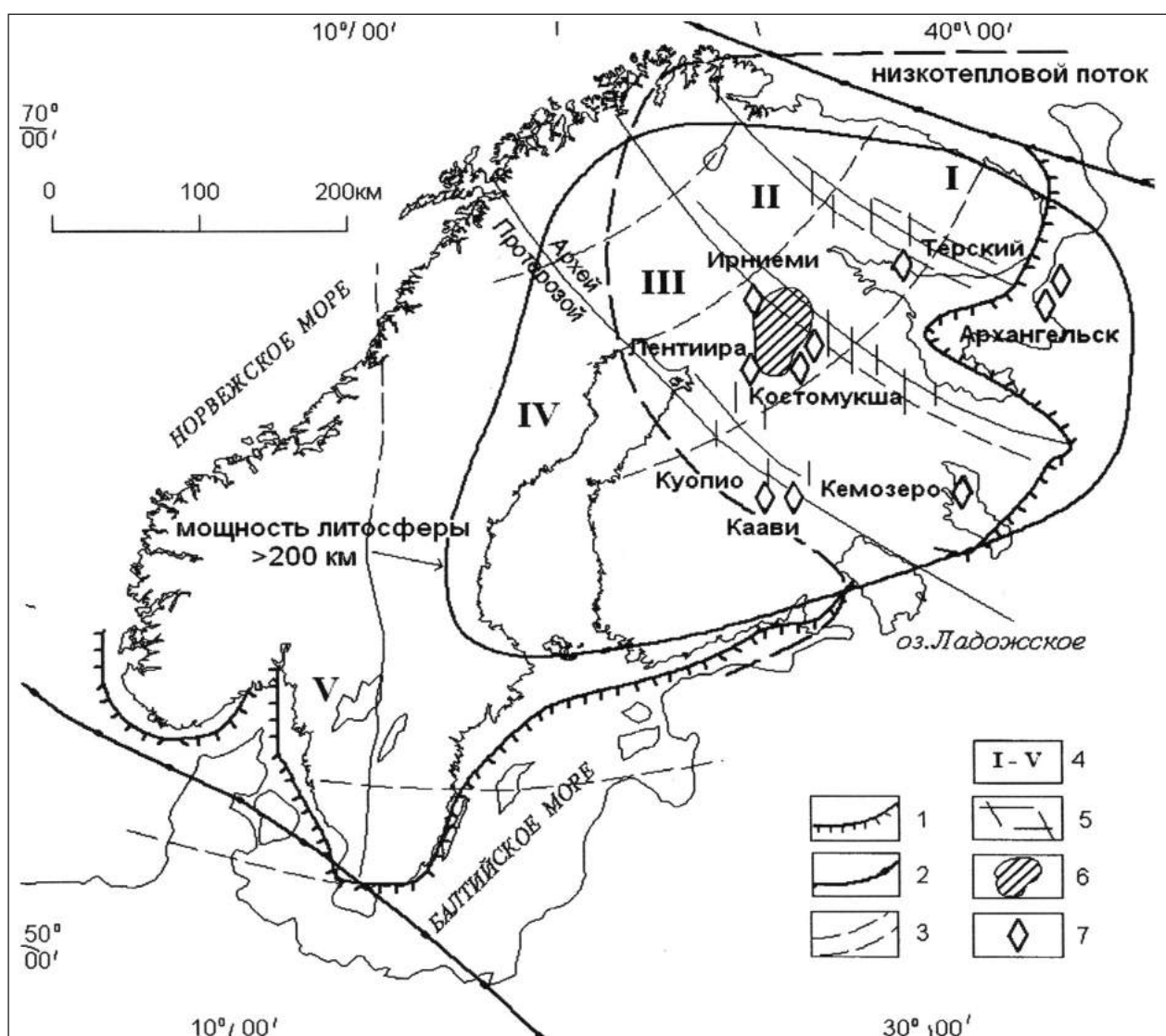


Рис. 4.31. Основные структурные элементы Фенноскандинавского щита (ФСЦ) и положение Фенно-Карельской лампроитовой и кимберлитовой провинции:

1 – граница платформенного чехла; 2 – краевые ограничения ФСЦ; 3 – системы осевых линий протерозойских тектонических напряжений ФСЦ; 4 – геоблоки: I – Кольско-Мезенский; II – Беломорский; III – Карельский; IV – Свекофенский; V – Дальсландский; 5 – зоны сдвиговых дислокаций; 6 – палеоархейский гранулитовый Вокнаволоцкий блок; 7 – районы размещения кимберлитов и лампроитов

На Корпангском месторождении благодаря сочетанию условий высокой степени метаморфизма (до амфиболитовой фации) и процессов гранитизации наряду с увеличением размеров вкрапленности магнетита произошло исчезновение пойкилитового магнетита. Рудообразующий магнетит здесь представлен гомогенными индивидами, при этом уменьшается количество его агрегатов по сравнению с индивидами. Все это благоприятствует возможности получения из руд Корпангского месторождения высококачественных концентратов.

Геолого-структурные и вещественно-морфологические особенности золоторудных проявлений Костомукшского рудного района позволяют трактовать генезис Au руд, образовавшихся за счет регенерации и переотложения рудного вещества имеющих комплексов, как гидротермальный. Формирование золоторудных проявлений в значительной степени оторвано от первичного отложения железорудных формаций. Формирование золоторудных проявлений района связано с селецкими микроклиновыми гранитами с возрастом 2,45 млрд лет и региональными разломными зонами СЗ 310° простираения. Для этого типа характерен золото-арсенопирит-кварцевый тип оруденения. Самородное золо-

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

то при дроблении легко высвобождается, образуя «открытые» сростки с лёллингитом, арсенипиритом, самородным висмутом или свободные зерна. Характер вскрытия зерен самородного золота в целом предполагает оптимистические оценки для использования традиционных как гравитационных, так и флотационных технологий переработки исследуемых руд.

Прогнозные ресурсы рудопроявления Луупеансу по категории P_1 составляют 125 тонн Au при среднем содержании 3 г/т и средней мощности рудных тел 5 м. Прогнозные ресурсы соответствуют крупному по запасам Au и рудопроявлению.

Слюдистые кимберлиты-оранжеиты, образующие овальные диатремы, впервые выявленные в 1995 и 2003 гг. в Костомукшском рудном районе, представлены эксплозивными брекчиями гарцбургитов-дунитов в оливин-флогопитовом цементе. Описанные впервые щелочные ультраосновные породы (в 1978 г.) и кимберлиты-оранжеиты содержат алмазоносную минерализацию. В последних обнаружены кристаллы бесцветных алмазов 0,8–1,5 мм тетраэдрической и октаэдрической формы.

Таким образом, сочетание крупнейшего на Фенноскандинавском щите Костомукшского железорудного месторождения, золотого и алмазоносного рудопроявлений на данном участке земной коры свидетельствует о длительности и многоэтапности формирования крупных рудных концентраций, контролируемых как глубинными структурами земной коры и верхней мантии, так и экзогенными процессами.

4.4. ПОИСКОВЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ КУХМО И ЯЛОНВААРА – ИЛОМАНТСИ – ТУЛОС

На рассматриваемой территории расположен ряд геологических структур, объединяемых в три ЗП: Ялонваара – Иломантси – Тулос, Кухмо – Суомуссалми и Костомукшский (рис. 4.32). Последнему посвящена отдельная глава.

Зеленокаменные пояса Ялонваара – Хатту – Тулос (Карелия – Финляндия) и Кухмо – Суомуссалми (Финляндия) прослеживаются по юго-западной и западной границе Карельского кратона на территории России и Финляндии.

Геологическая характеристика зеленокаменного пояса Кухмо – Суомуссалми

Зеленокаменный пояс Кухмо – Суомуссалми является позднеархейским. Строение пояса изучалось геологической службой Финляндии, а также геологами университетов Оулу и Турку. Породы пояса представлены метаморфизованными вулканитами, стратиграфическая последовательность которых в различных частях пояса незначительно различается (рис. 4.33). В обрамлении ЗП находятся гранито-гнейсы, в которых сохранились реликты метаморфизованных Fe-толеитовых базальтов, преобразованных в полосчатые мигматизированные амфиболиты [Pirinen, 1998]. Основываясь на анализе полифазных деформаций, Лукконен [Luukkonen, 1992] предположил, что именно эти реликты явля-

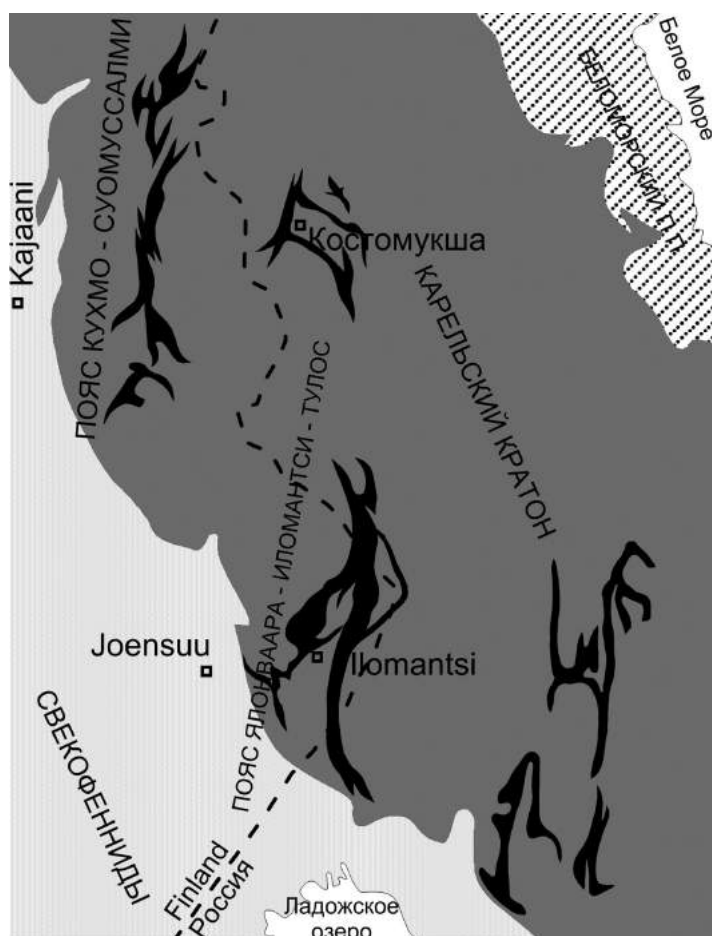


Рис. 4.32. Схема расположения зеленокаменных поясов Карельского кратона [по: Geological..., 1993; Кожевников, 2000]

ются наиболее древней архейской стратиграфической единицей в районе, т. к. они несут следы первой фазы деформаций. Амфиболиты секутся кислыми и средними тоналит-трондьемитовыми интрузиями.

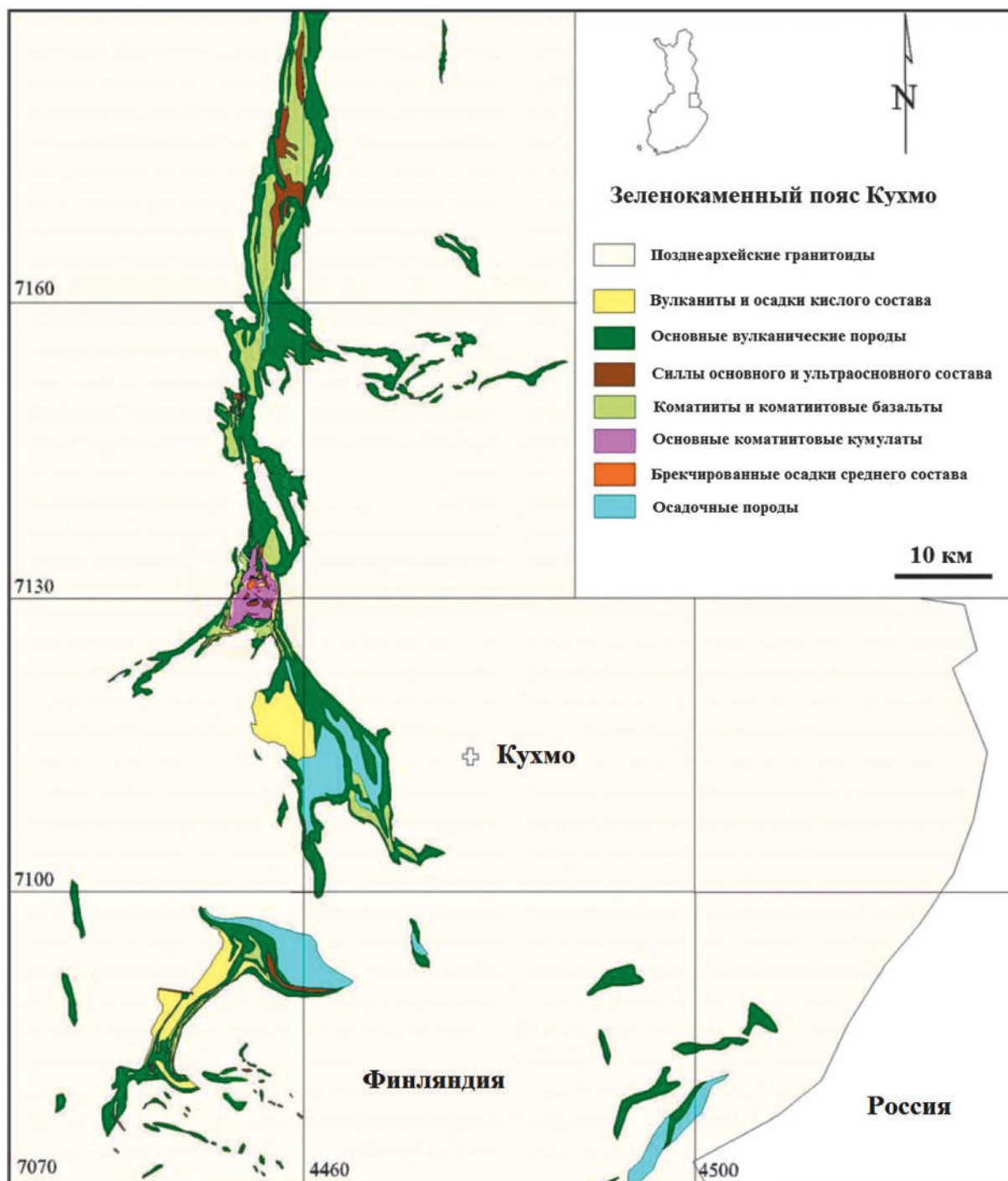


Рис. 4.33. Геологическая карта ЗП Кухмо [Korsman et al., 1997]

Основание ЗП сложено группой Луома (Luoma) с типичным разрезом Саарикила (Saarikila) в районе Суомуссалми. Кислые вулканиды в южной части пояса принадлежат известково-щелочной бимодальной ассоциации и имеют абсолютный возраст 2790–2810 млн лет. Среди метавулканидов встречаются прослои сульфидсодержащих метаосадков.

В районе Типасярви (Tirasjärvi) толеитовые лавы перекрывают известково-щелочные кислые-средние породы и подстилают коматитовые лавы. Толеитовые базальты обычно представлены

пиллоу-лавами и вмещают прослои железистых кварцитов. Базальты сохраняют столбчатую, участками подушечную отдельность. Коматиитовые лавы присутствуют во всех частях пояса, но их мощность невелика. Коматииты преобразованы в серпентиниты и тальк-карбонатные породы. Крупные массивы серпентинитов присутствуют в районе оз. Келлоярви (Kellojarvi). В верхней части коматиитовых потоков наблюдается переслаивание с коматиитовыми (высокомагнезиальными) базальтами. Выше последних наблюдается базальтовый комплекс. В нем встречаются тонкие прослои коматиитов, а также умеренно- (Cr 450–1300 ppm) и высокохромистые (Cr 1300–4500 ppm) базальты. В районе оз. Келлоярви (Kellojarvi) основные и ультраосновные породы перекрываются конгломератами с обломками вулканогенных пород кислого и основного состава. Конгломераты интерпретируются как лахаровые отложения. Завершают разрез пелитовые и кварцитовые осадки с участками конгломератов, которые перекрывают вулканогенные породы ЗП.

Зеленокаменные породы прорываются архейскими гранитоидами нескольких фаз. Ранние гранитоиды внедрились 2740–2720 млн лет назад, они представлены тонкозернистыми тоналит-гранодиоритовыми телами и дайками. Более поздние гранитоидные дайки имеют возраст 2710–2690 и 2680 млн лет [Parunen et al., 2009].

Раннепротерозойские граниты формируют батолиты комплекса Конинваара (Koninvaara), их внедрение происходило 2450–2400 млн лет назад. Многочисленные протерозойские дайки основного состава пересекают архейские зеленокаменные толщи. Внедрение началось с бонинитовых даек (2450 млн лет) и продолжалось толеитовыми и Fe-толеитовыми (2200 млн лет) [Parunen et al., 2009]. Протерозойские дайки секут как зеленокаменные породы, так и гранитоиды, чем иногда обусловлено наличие локальных магнитных аномалий в их пределах.

Геологическая характеристика зеленокаменного пояса Ялонваара – Иломанси – Тулос

Геологическое строение Ялонваарской структуры. Ялонваарская структура является южным замыканием ЗП и детально описана в работах различных исследователей [Потрубович, 1949ф; Потрубович, Анищенкова, 1956ф; Рыбаков, 1987; Попов, 1991; Юдин, 2004ф и др.]. Она прослеживается в северо-западном (аз. 310–320°) направлении от зоны сочленения Карельского кратона и Свекофенского складчатого пояса и в геологическом плане рассматривается как островодужная палеовулканическая постройка. Нижняя часть разреза сложена вулканитами андезитового и андезибазальтового состава и их рассланцованными разностями, среди которых встречаются прослои хемогенно-осадочных пород (магнетит-амфиболовые и сульфидизированные сланцы). Верхняя толща сложена преимущественно кварц-биотитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми сланцами по основным лавам дацитового и риодацитового состава, а также метатуфами дацитов, метапесчанниками, магнетитовыми кварцитами и редкими потоками метабазальтов [Потрубович, Анищенкова, 1956ф].

Вулканиды, прорывающие Ялонваарскую структуру, представлены дайками габбро (лопийского и ятулийского возрастов), комплексом интрузивных тел и даек диоритов – гранодиоритов – гранит-порфиров, названным ялонваарским [Попов, 1991; Иващенко, Лавров, 1994]. Ранними образованиями комплекса являются диориты, отчасти гранодиориты, выходящие на уровень эрозионного среза в виде вытянутого в СЗ направлении тела с апофизами шириной первые сотни метров. Контакт с вмещающими породами лопийской толщи крутой, с падением на ЮЗ под углом 80–90°. Гранит-порфиры и лейкограниты выделяются как более поздние фазы интрузивного комплекса, секущие диориты. Тела гранитов вытянуты согласно простиранию вмещающих пород и иногда их секут. По данным [Лобач-Жученко и др., 2000], модельный Sm/Nd возраст Ялонваарской интрузии составляет 3107–2928 млн лет, а изохронный Pb/Pb возраст ялонваарских гранитоидов 2600 ± 90 млн лет [Попов, 1991].

Метаморфические преобразования пород Ялонваарской свиты достигают зеленосланцевой и реже эпидот-амфиболитовой фаций пород [Попов, 1991].

В пределах Ялонваарской структуры на сегодняшний день выделен целый ряд рудных месторождений и проявлений [Потрубович, 1949ф; Потрубович, Анищенкова, 1956ф; Попов, 1991; Иващенко, Лавров, 1994; Юдин, 2004ф и др.].

Ялонваарское колчеданное месторождение локализовано в кремнистых туффитах на контакте с дацитовыми порфиритами, оно представлено двумя богатыми протяженными залежами и тремя более маломощными [Потрубович, 1949ф; Потрубович, Анищенкова, 1956ф; Робонен и др., 1978; Рыбаков, 1987; Попов, 1991]. Колчеданные залежи имеют форму согласных линз и пластов мощностью от первых метров до 11 м (суммарной – до 50 м) и длиной до 320–250 м. Простирание залежей

320–330°, падение пород и руд на ЮЗ под углом 55–75°. Руды месторождения с текстурами от сплошной до прожилково-вкрапленной, имеют в своем составе до 30–85 % сульфидов. Центральные части рудных залежей сложены преимущественно пиритом, а на флангах преобладают халькопирит, пирротин, магнетит и сфалерит. Содержание Au в рудах Ялонваарского месторождения достигает 1 г/т.

Соанварское проявление представлено мелкозернистыми массивными, прожилково-вкрапленными и брекчиевидными колчеданными рудами. Содержание сульфидов в рудах, преимущественно пирита и пирротина, варьирует от 15 до 80 %. Содержание Au в скважинах по отдельным интервалам достигает 20 г/т [Торицын и др., 1980].

Целый ряд рудопоявлений в пределах Ялонваарской структуры генетически связан с различными фазами Ялонваарского массива [Потрубович, Анищенкова, 1956ф; Попов, 1991; Иващенко, Лавров, 1994]. Выделяются Ялонваарское Cu-Mo-месторождение и ряд комплексных проявлений Ялонваара, Ялонваараярви, Хатуноя и др.

На территории участка Хатуноя, по данным [Иващенко, Лавров, 1994], выделены два типа золотоносного оруденения: кварцево-жильное Mo-Cu-W-Au-порфиоровое и мезотермальное золотополисульфидное в низкотемпературных метасоматитах зон сдвиговых дислокаций. На проявлении последнего типа сотрудниками ИГ КарНЦ РАН проведен ряд опытно-методических исследований по комплексированию геолого-геофизических методов и выделены критерии для поиска подобных объектов [Иващенко и др., 2007].

Геологическое строение структуры Иломантси

Структура Иломантси ЗП Ялонваара – Иломантси – Тулос расположена вблизи юго-западной границы Карельского кратона на юго-востоке Финляндии. В своем геологическом строении и эволюции она весьма отлична от пояса Кухмо – Суомуссалми, прежде всего более коротким периодом формирования. Кроме того, среди породных комплексов преобладают вулканиты средней основности, хотя в целом вулканогенно-осадочные образования варьируют по составу от риодацитов до андезибазальтов. Представлены также: многофазная позднелопийская гранитоидная интрузия и широко проявленный полиформационный и полихронный дайковый комплекс. Фундаментом структуры служат сложнодислоцированные раннеархейские гранитогнейсы [Nurmi et al., 1991].

Породы ЗП имеют субмеридиональное простирание с крутым падением на восток, восток-северо-восток. Южная и северная части пояса смещены друг относительно друга дислокацией северо-западного простирания (рис. 4.34).

Колчеданное оруденение пояса Хатту представлено рядом небольших горизонтов и месторождений типа Отраваара и Пихтаяваара, прослеживающихся в рудной зоне длиной до 15–20 км в туфах и черных сланцах. Массивные руды образуют линзы мощностью 1–8,4 м, длиной 10–35 м. В составе руд так же, как и в Ялонваарской структуре, преобладают пирит, пирротин, встречаются халькопирит и сфалерит.

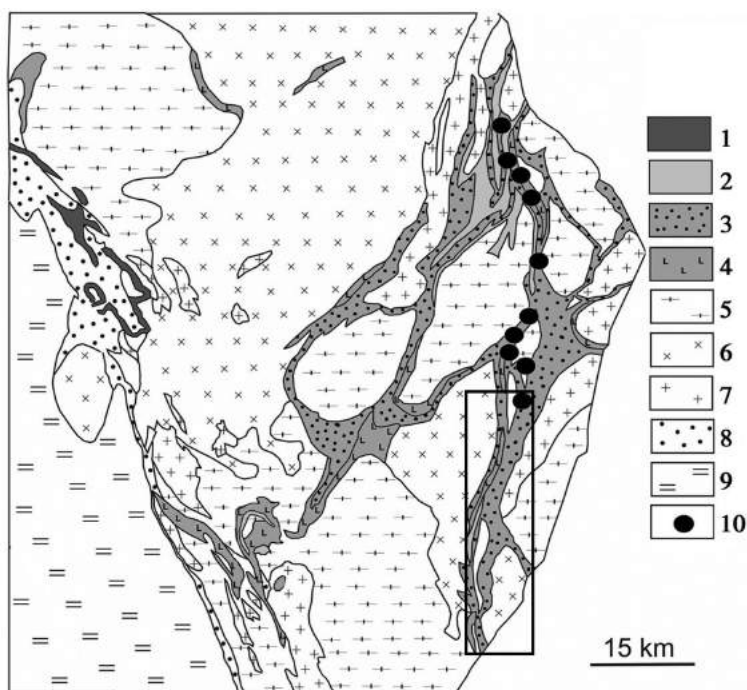


Рис. 4.34. Зеленокаменный пояс Иломантси [Новоселов, Белогуб, 2011]:

1–7 – архейские породы: 1 – габбро; 2 – средние и кислые метавулканические породы; 3 – слюдяные сланцы и гнейсы; 4 – основные и ультраосновные метавулканические породы; 5 – мигматиты, тоналитовые и трондьемитовые гнейсы; 6 – гранодиориты, граниты, тоналиты, кварцевые диориты; 7 – граниты; 8–9 – протерозойские породы: 8 – кварциты; 9 – слюдяные сланцы, филлиты; 10 – золоторудные проявления. Рамкой выделена территория участка Паасиваара

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

В пределах развития зеленокаменных пород восточной части пояса Иломантси (сланцевый пояс Хатту) известен ряд архейских проявлений золота, включая месторождения Хоско, Валкеасу (запасы 2750 кг золота) и Пампало (запасы 6300 кг золота). Золотая минерализация здесь тяготеет к контактовым зонам тоналитовых интрузий и кристаллических сланцев. Золото встречается в кварцевых жилах, а также образует вкрапленность в кварц-серицитовых сланцах, обычно содержащих сульфиды железа и в примесных количествах – теллуриды и минералы висмута.

Геологическое строение северной приграничной площади (северное окончание ЗП Ялонваара – Иломантси – Тулос)

В пределах Северной Приграничной площади на широте оз. Картицанъярви прослежено продолжение пояса Хатту (часть ЗП Ялонваара – Иломантси – Тулос) на российскую территорию [Юдин, 2004ф; Нилов и др., 2006]. Лопийские толщи на данной территории имеют СВ и субмеридиональное простирание и слагают узкие вытянутые ветви структуры с крутым падением пород к востоку или западу. Вмещающие толщи преимущественно бимодальные, представлены амфиболитами и разнообразными сланцами по андезитам, риодацитам и их туфам.

Лопийский комплекс участка перекрывается сариолийскими и ятулийскими отложениями небольшой протерозойской структуры у оз. Куслонки, сложенными вариолитовыми андезибазальтами, конгломератами, кварцитами и сланцами [Нилов и др., 2006].

Интрузивные комплексы средних и кислых пород нормальной и субщелочной серий на Северной Приграничной площади представлены диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами, гнейсами по ним, реже кварц-плагиогранит-порфирами; плагио-микроклиновыми порфирированными и равнозернистыми гранодиоритами, гранитами и гранито-гнейсами; жильными лейкогранитами, К-гранитами.

В пределах Северной Приграничной площади выделены перспективные на Au и Mo участки – Каппала, Кадилампи, Шаверки, Куслонки и др. [Юдин, 2004ф] и установлена связь титаномагнетитового оруденения с сопутствующими МПГ и Au с габбро-долеритами. Основные перспективы обнаружения золота на данном этапе изучения площади связаны с массивами типа Кадилампи и шир-зонами в них и в их ореолах.

Таблица 4.9. Корреляция вмещающих и интрузивных комплексов зеленокаменного пояса Хатту и участка Приграничный Северный [Нилов и др., 2006]

Геологический элемент сопоставления	Структура Хатту, СВ часть пояса, домены Кульюнки, Хоско, Пампало	Участок Приграничный Северный
Лопийские вмещающие толщи	Формации Сиваккойоки (1–11), Хоско (12–23), Кульюнки (41–50), Тииталанваара (24–26) представлены пелитами, аренитами, граувакками, конгломератами, вулканокластическими осадками, реже лавами и туфами среднего и кислого состава, в меньшем объеме полосчатыми гранат-грюнерит-кварц-магнетитовыми сланцами, основными, реже ультраосновными породами, сульфид- и углеродсодержащими сланцами; Пампало (27–33) – метабазальтами, граувакками, конгломератами, сланцами по коматиитам	Метаморфизованные осадки, конгломераты, андезиты, базальты, реже коматииты, черные и сульфид-содержащие сланцы, сланцы по туфогенно-осадочной толще кислого-среднего состава
Протерозойские толщи	Нет данных	Конгломераты, вариолитовые андезибазальты, туфы, осадки
Возраст лопийских литотипов	Ср. – 2,75 млрд л. (По циркону: 2761, 2754–2744 млн л. Sm/Nd метод: смешение с материалом более древнего источника, но не древнее 3,0 млрд л.)	Нет данных
Сингенетичное оруденение	Сульфидная минерализация в углеродистых сланцах и осадках. Магнетитовые кварциты, сланцы	Вкрапленные колчеданы (в небольшом объеме), магнетитовые кварциты, сланцы
Условия и геодинамическая обстановка формирования осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов	(1–11) накопление в мелководном бассейне вблизи окраины континента, взрывной андезидацитовый вулканизм. (12–23, 24–26) – турбидиты и частично вулканогенно-осадочные отложения. (41–45) – турбидиты, осадки, конгломераты, лахары вблизи окраины континента. (24–33) – морской бассейн, формирование из двух источников	Четко не проанализированы

Геологический элемент сопоставления	Структура Хатту, СВ часть пояса, домены Кульюнки, Хоско, Пампало	Участок Приграничный Северный
Базит-гипербазитовый магматизм	AR комплекс: габбро, габбро-пироксениты. PR комплекс: габбро-долериты	AR комплекс: габбро, PR комплекс: габбро-долериты, габбро-пироксениты, шпинель-оливиновые пироксениты
Порфировые дайки	Плагипорфиры, к-с Пампалонуро	Плагипорфиры
Интрузивные диорит-гранодиорит-гранитные комплексы	Тоналиты к-са Куйттила, гранодиориты, гранит-порфиры, К-граниты, монцодиориты, (К-метасоматиты)	Тоналиты, плагиигранит-порфиры, гранодиориты, Na-K-гранит-порфиры, субщелочные К-граниты, субщелочные диориты и кварцевые диориты, (К-метасоматиты)
Возраст гранитодных интрузий	По южной части пояса: к-с Куйттила – 2,745 млрд л., Тасанваара – 2,748 млрд л. К-с Силвеваара – 2,757 млрд л., к-с Вилуваара – 2,75 млрд л., к-с Погоста – 2,724 млрд л.	Нет данных
Сдвиговые зоны	1. AR: субмеридиональные (CCB и C), C3 и реже СВ (на месторождении Вард); 2. PR: C3	1. AR: субмеридиональные (CCB); 2. PR: C3
Метаморфизм	Амфиболитовая фация (And-Ку тип)	Лопийские толщи: амфиболитовая фация; протерозойские: зеленосланцевая
Околорудные изменения и метасоматоз в шир-зонах (зонах хрупко-пластичных деформаций)	В тоналитах, гранодиоритах, средних и кислых толщах и на контактах даек в ассоциации с золото-сульфидно-кварцевыми (иногда с карбонатом) прожилками развиты серицит, биотит, альбит, К-полевошпат, эпидот, иногда гранат, турмалин, шеелит, карбонат, хлорит	1. В гранитоидах и вмещающих толщах: ранние изменения – щелочные калишпатовые, грейзенизация, поздние – кварц-серицитовые (до гумбеитов). 2. В основных толщах и габбро развиты эпидот и биотит. 3. В субщелочных гранитоидных комплексах и как наложенные на вмещающие породы – альбит-микроклиновые метасоматиты
Эпигенетическое оруденение	1. Молибденит, шеелит, сульфиды полиметаллов, турмалин-кварцевое прожилковое. 2. Сфалерит-халькопирит-пирротинное в сланцах. 3. Золото-сульфидное (с пиритом и теллуридами) в шир-зонах измененных тоналитов и на их контактах во вмещающих толщах (реже с арсенипиритом)	1. Молибденит. 2. Золото-сульфидное вкрапленное в гранитоидах и метасоматитах шир-зон. 3. МПГ в дайках габбро-долеритов. 4. Редкоземельное с Р, Тi, магнетитом в щелочных метасоматитах
Рудоконтролирующие факторы	1. Тоналиты и гранодиориты к-са Куйттила и Вилуваара, дайки (AR). 2. Сдвиговые зоны (рассланцевание и метасоматоз, AR)	1. Тоналиты и гранодиориты, дайки (AR). 2. Сдвиговые зоны (рассланцевание и метасоматоз, AR). 3. Габбро-долериты (PR)
Рудные объекты	Р-я Валкеасуо и Корпилампи	Р-е Кадилампи, п. м. Каппала, Куслоки и др.
Геохимические ореолы	Au, Mo, Bi, Te, W, B, As, Ag, Cu, Se, Pb, Zn	Au, Ag, Cu, Te, Se, As, Mo, Bi, Zn, Pb
Содержание золота: 1 – в ореолах; 2 – в рудных телах	1. 0,1–0,25 г/т; 2. 1–48 г/т	1. 0,01–0,1 г/т; 2. 1–5,3 г/т

Примечание. Сравнение приводится по [Geological..., 1993] и материалам Карельской ГЭ.

Геофизическая изученность зеленокаменных поясов Кухмо и Ялонваара – Иломанси – Тулос

Аэромагнитные исследования

Для картирования зеленокаменных поясов в региональном масштабе как на финской территории, так и на территории Республики Карелия с успехом применена методика аэромагнитометрии. В Карелии аэромагнитные съемки впервые были проведены в 1960 г. и выполнены в масштабе 1 : 200 000. На приграничной площади аэромагнитная съемка выполнена в масштабе 1 : 50 000 [Баранов, 1997ф]. На финской части рассматриваемой территории детальность работ несколько выше, т. к. систематические аэрогеофизические работы, проходившие с 1972 по 2007 гг., были выполнены на небольшой высоте (высота полета от рельефа составляла 30–40 м) с расстоянием между профилями 200 м.

Данные аэромагнитной съемки отражают распределение магнитных минералов в горных породах. Важным моментом является то, что на эти данные не влияют перекрывающие четвертичные отложения, т. к. они практически не магнитны. В работе Бойда [Boyd, 1967] изложены принципы применения данных аэромагнитной съемки для геологоразведки и показано, что точное отображение одного геологического параметра (например, магнитной восприимчивости) в единообразной форме и на больших площадях делает аэромагнитные данные наиболее подходящим для структурного и литоло-

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

гического картирования в различных масштабах. Первым этапом интерпретации аэромагнитных данных является выявление областей с равномерной или характерной намагниченностью, различных магнитных узоров и линейных объектов, образующих разрывы или тренды. Комплексная интерпретация данных происходит с пониманием геологической позиции горных пород, содержащих магнитные минералы, в т. ч. их минералогии, химии и процессов метаморфизма [Grant, 1985].

Интерпретация данных аэрогеофизических методов приводит к более полному пониманию геологической ситуации в районах с малым количеством коренных обнажений или полностью перекрытых четвертичными отложениями, позволяет выделять не только основные тектонические и геологические провинции, но также получать детальную структурно-литологическую информацию по изучаемому участку.

Большим преимуществом доступа к аэрогеофизическим данным изучаемого участка является то, что любое сходство или повторение разнородных геофизических аномалий и их структур может быть изучено и сопоставлено друг с другом (рис. 4.35). Изучаемые структуры относятся к докембрийским образованиям, как правило, геологические структуры крутопадающие и их магнитные аномалии предсказуемы (решение обратной задачи магниторазведки). Последующее изучение немногочисленных коренных выходов позволяет трассировать изучаемые структуры и геологические границы [Airo, Meri-Liisa, 2005].

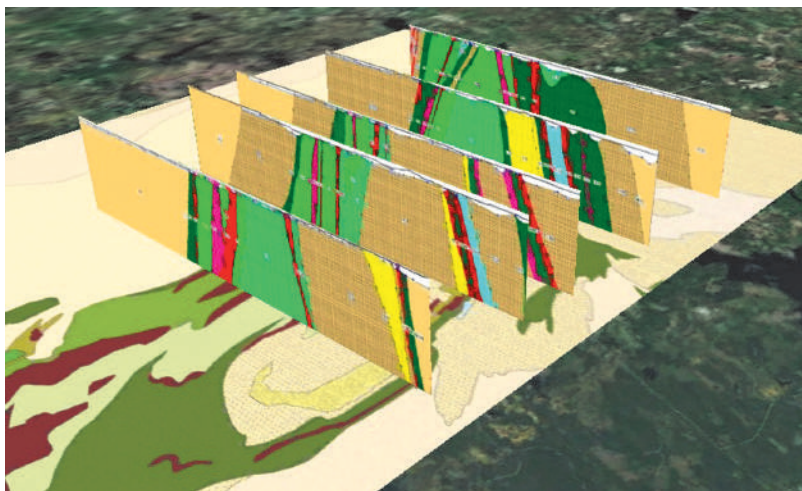


Рис. 4.35. Результаты моделирования строения центральной части зеленокаменного пояса Кухмо (вертикальные разрезы), по данным низкозалетной аэромагнитной съемки, наложенные на общую геологическую карту района

Опыт геологической службы Финляндии показал высокую степень корреляции между результатами интерпретации детальных аэрогеофизических исследований (проведенных при полетной высоте менее 60 м и плотности профилей менее 100 м), структурной интерпретацией и анализом линейных элементов, по данным цифровых топографических моделей местности. Доступные аэрогеофизические данные на территорию Финляндии достаточно подробны (низкозалетная съемка масштаба 1 : 25 000 и крупнее) для обнаружения структур различного масштаба. Региональные различия геохимии коренных пород также выражены в данных аэромагнитной съемки, но для прослеживания корреляционных связей уже используют весь набор данных, полученных при комплексных аэрогеофизических исследованиях (радиометрические и спектрометрические данные) [Airo, Meri-Liisa, 2005].

Наземные геофизические исследования

Для расчленения разреза вулканогенно-осадочных пород ЗП и поисков месторождений ПИ традиционно используется комплекс наземной магнитометрии и профильных электроразведочных исследований различными методами. Опираясь на поисковую модель **Au-рудных объектов, связанных с наличием** вкрапленной или прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации в качестве основного поискового метода, целесообразно использование метода вызванной поляризации (ВП) в различных модификациях от профилирования установкой срединного градиента (СГ) до электротомографии.

Примером картировочных работ в пределах архейских ЗП могут служить наземные геофизические исследования на территории Северной Приграничной площади, практически полностью перекрытой четвертичными отложениями. Работы проведены по отдельным профилям и детальным участкам с использованием магниторазведки с шагом 10 м и электроразведки методом ВП установ-

кой СГ шагом 20 м. Один из таких профилей Каппала – Горное пересекает структуру от СВ окончания оз. Каппала до оз. Горное с аз. 280° [Юдин, 2004ф; Нилов и др., 2006]. В восточной части профиля (рис. 4.36) представлены биотит-кварц-плаггиоклазовые гнейсы и сланцы, по вулканогенно-осадочной толще среднего состава, иногда содержащие гранат, мусковит (скв. С-52, 53, 56). В них встречаются прожилки кварца, на контакте которых развиты мусковит, хлорит и сульфиды до 1–1,5 %. Повышением аномального магнитного поля до 500 нТл и уровнем сдвига фазы ВП в пределах –1...–1,2° (ПК 400 – ПК 750) отмечены амфиболиты по базальтам, вскрытые С-66.

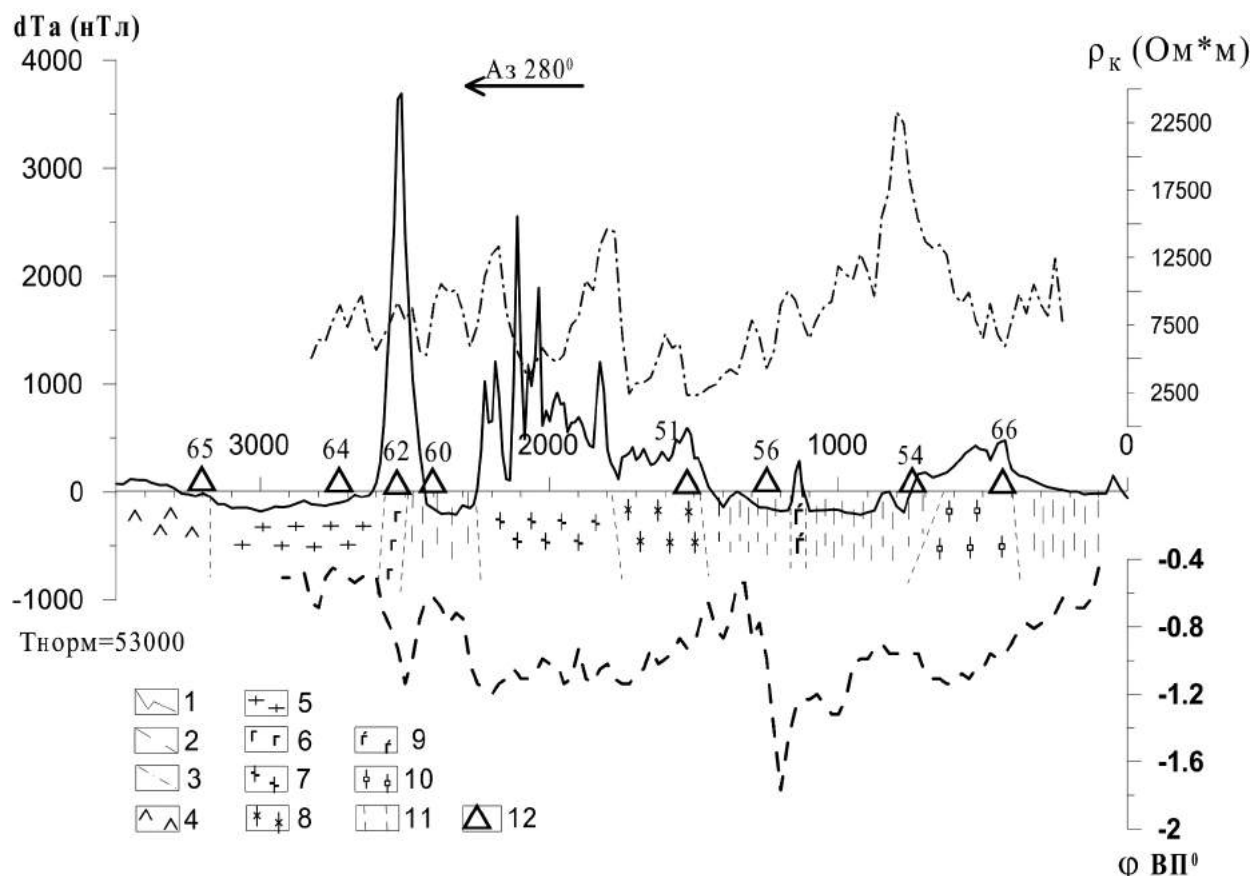


Рис. 4.36. Результаты геофизических наблюдений по профилю Каппала – Горное [Нилов и др., 2006]:

1 – график аномального магнитного поля, 2 – график параметра ФВП, 3 – график кажущегося удельного сопротивления, 4 – полосчатые гнейсы, 5 – К-граниты, 6 – габбро-долериты (PR₁), 7 – сланцы с магнетитом, 8 – К-метасоматиты, 9 – габбро-амфиболиты (AR₁), 10 – амфиболиты по базальтам, 11 – сланцы среднего-основного состава, 12 – скважины и их номера

Западная часть профиля характеризуется спокойным приведенным магнитным полем, где, по данным бурения, участки кривой dT_a с положительными значениями характеризуют зону развития полосчатых гнейсов по вмещающей толще среднего состава, в то время как отрицательные соответствуют области развития К-гранитов. Более детальное расчленение описанной области невозможно из-за отсутствия по техническим причинам параметров ρ_k и ϕ ВП.

В центральной части профиля Каппала – Горное от ПК 1450 до ПК 2250 выделены два типа высокомагнитных пород. Первый тип (ПК 1450–ПК 1750) отражается в повышении интенсивности полного вектора магнитной индукции до 400–500 нТл и ρ_k порядка 4000–6000 $\Omega \cdot m$. Область развития пород второго типа (ПК 1750 – ПК 2250) характеризуется более значительными изменениями уровня магнитного поля (до 1200 нТл), увеличением в краевых зонах кажущегося удельного сопротивления до 14000 $\Omega \cdot m$ и слабым повышением ϕ ВП до –1,2° относительно 6000 $\Omega \cdot m$ и –1,05° в ее центральной части. Данные магниторазведки позволяют сказать, что оба типа в разной степени обогащены магнетитом. По скважинам 58–59 установлено, что наиболее высокие градиенты магнитного поля характерны для второго типа пород – биотит-амфибол-магнетитовых сланцев и метасоматитов с магнетитом.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

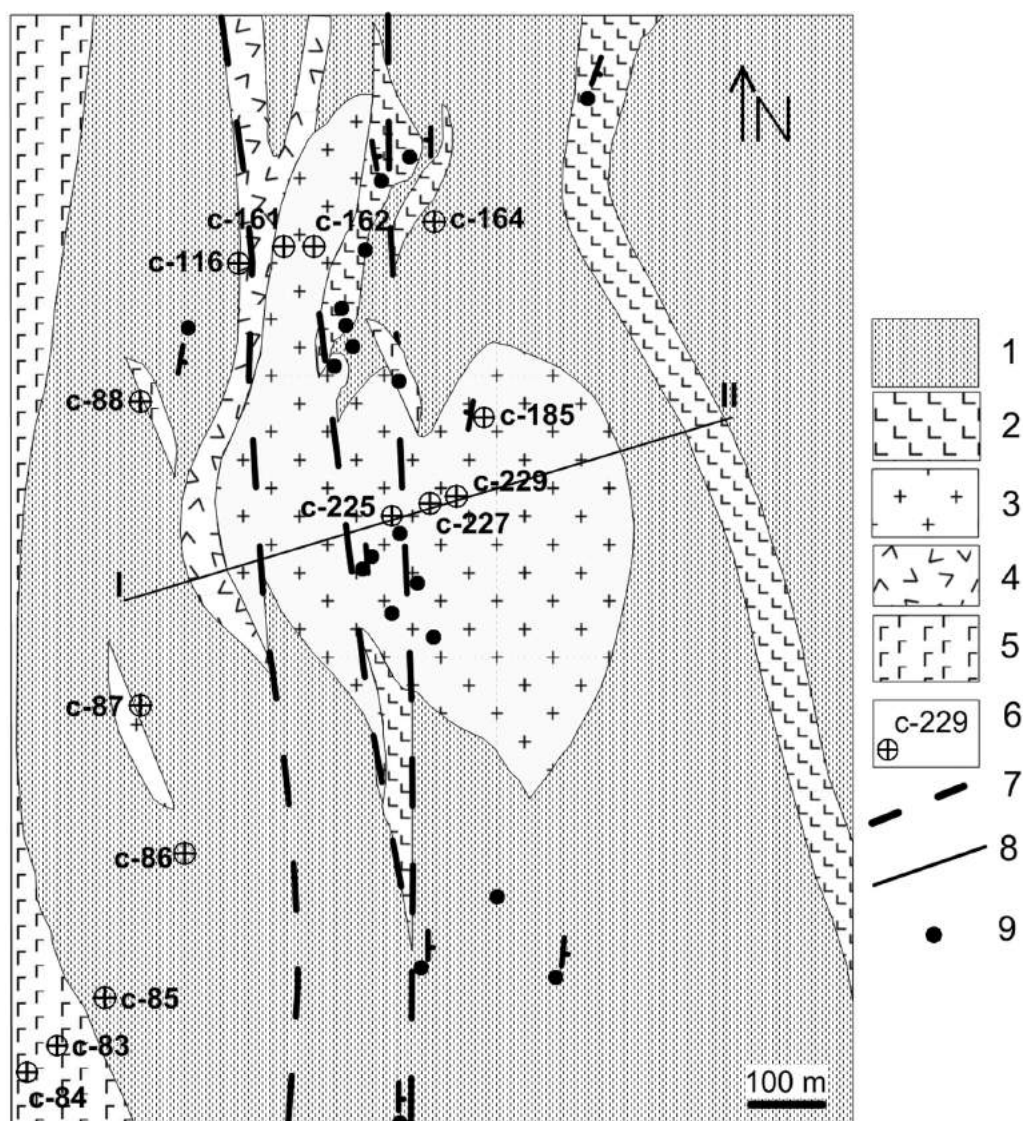


Рис. 4.37. Схема геологического строения участка Кадилампи [по: Юдин, 2004ф] с дополнениями [Нилов, 2013]:
 1 – туфы и сланцы основного состава; 2 – амфиболиты; 3 – граниты; 4 – метасоматиты; 5 – габбро; 6 – скважины и их номера;
 7 – тектонические нарушения; 8 – опытно-методический профиль; 9 – обнажения

Помимо расчленения вулканогенно-осадочной толщи на профиле, удалось выделить интрузивные объекты. На фоне спокойного приведенного магнитного поля от 0 до -150 нТл в области ПК 1125 – ПК 1150 выделяется интрузия архейских габбро-амфиболитов аномалией в 300 нТл. Тело зафиксировано С-53, а оба его экзоконтакта отмечены падением сопротивления и увеличением сдвига фазы ВП до $-1,8^\circ$ на ПК 1200 и $-1,3^\circ$ на ПК 1025. Более интенсивная (до 3500 нТл) изолированная магнитная аномалия на ПК 2525 сопровождается увеличением угла сдвига фазы ВП до $-1,1^\circ$ и обрамлена понижениями сопротивления до 3000–3500 Ом*м. Последующее бурение (С-61, С-62) подтвердило наличие в указанной области интрузии слабо метаморфизованных габбро-долеритов, содержащих пироксен, основной плагиоклаз, титаномагнетит с решеткой распада ильменита (10–20 %), кварц-альбитовые гранофиры, аксессуарный апатит. Из вторичных минералов в них развиты сине-зеленый амфибол, биотит и эпидот, образующие коронарную кайму вокруг пироксена, а также биотит и ильменит вокруг титаномагнетита. Изменения габбро-долеритов отвечают условиям зеленосланцевой фации, в отличие от метаморфических преобразований вмещающих пород. Подобные дайки СЗ простираются широко развиты на сопредельной территории Финляндии и Западной Карелии в районе озер Тулос и Вуоттоярви.

Аналогичный комплекс геофизических методов использован на поисково-разведочной стадии при изучении проявления Кадилампи. Небольшой 2-фазный гранитный массив Кадилампи расположен северо-восточнее одноименного озера в пределах Северной Приграничной площади ЗП Ялонваара – Иломантси – Тулос. Массив имеет размер 300 x 700 м, он прорывает вулканогенно-осадочную толщу и амфиболиты по основным вулканикам (рис. 4.37).

Массив представлен гранодиоритами и порфиоровидными гранитами. В нем и вмещающих толщах встречаются пегматитовые жилы. Центральная часть интрузива сложена преимущественно розово-серыми порфиоровидными гранитами, вскрытыми в канавах и нескольких скважинах. Массив Кадилампи по составу сравнивается и сопоставляется [Geological..., 1993; Нилов и др., 2006] с массивами на территории Восточной Финляндии (Куйтилла – в южной части ЗП Хатту, Валкеасуо – в северной части). В центральной части интрузива локализована Au-Cu-Mo минерализация (рудопоявление Кадилампи-1), выявленная при шлиховом опробовании, проводимом Карельской ГЭ [Юдин, 2004ф].

Толщи, вмещающие массив Кадилампи, юго-западнее участка представлены прокварцованными гнейсами и биотитизированными амфиболитами по базальтам. Северо-западнее массива развиты K-Na-полевошпатовые метасоматиты.

С целью выделения геофизических критериев для малосульфидных слабоконтрастных зон в гранитах сотрудниками лаборатории геофизики ИГ КарНЦ РАН проведены опытно-методические работы. В качестве опорного был выбран буровой профиль, проходящий через центральную часть рудопоявления, длиной до 850 м (рис. 4.38). По всей его длине выполнены магнитометрия с шагом 2 м и электропрофилеирование ВП установкой СГ шагом MN 5 м. По форме аномалий ρ_k и T_a осуществлена привязка к предыдущим исследованиям.

В результате удалось выделить зону метасоматитов в западном экзоконтакте (ПК-220 – ПК-280), по аномалии геомагнитного поля до 500 нТл, обрамленной повышенными, до 2,5 %, значениями поляризуемости, и восточный контакт (ПК-335) гранитного массива с вмещающими сланцами, отчетливо проявленный в смене характера кривых T_a и ρ_k , а также интрузию габбро-амфиболитов (см. рис. 4.38). Граниты массива Кадилампи характеризуются неравномерным распределением кажущегося удельного сопротивления и поляризуемости в области спокойного геомагнитного поля.

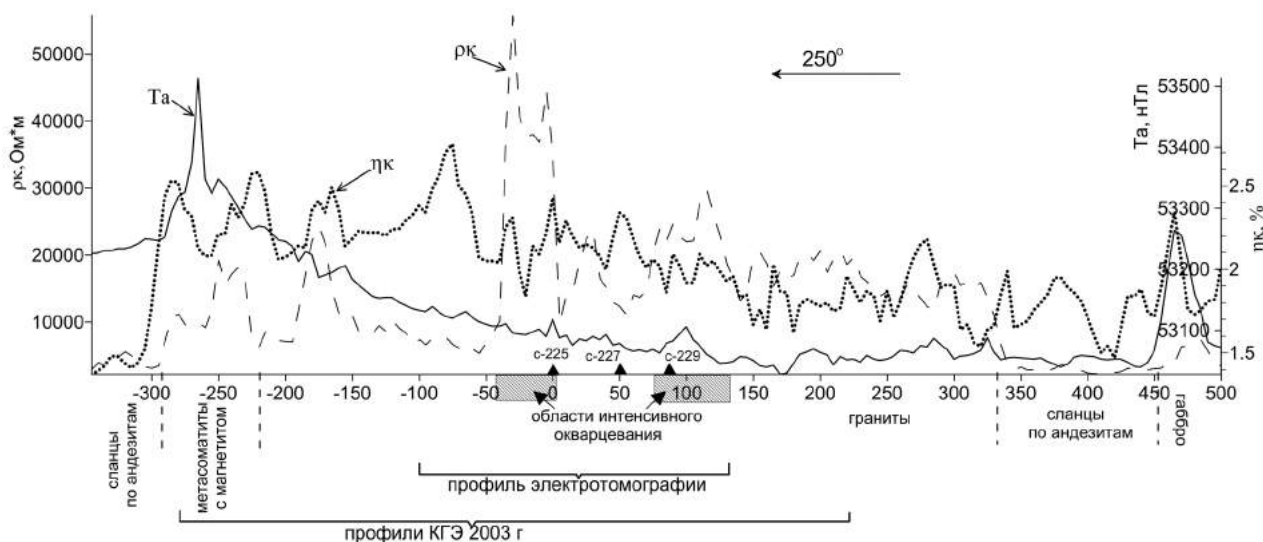


Рис. 4.38. Графики геофизических параметров по профилю I-II на участке Кадилампи [Нилов, 2013]

На представленных графиках (см. рис. 4.38) прослеживается закономерность распределения пиков вызванной поляризации, как правило, они тяготеют к аномалиям ρ_k либо их краевым частям. Подобную корреляцию можно считать картировочным геофизическим признаком слабоминерализованных зон.

Для получения детальной информации о характере распределения окварцевания и сульфидной минерализации в массиве использована методика электротомографии сопротивления и ВП аппаратным комплексом «Скала 48», разработанным в Сибирском отделении РАН, с использованием двух двадцатичетырехэлектродных кос с шагом между электродами 5 м. Измерения сопротивления и за-

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

ряжаемости (одной из характеристик эффекта ВП) выполнены встречными трехэлектродными (pole-dipole) установками А-MN и MN-B, обладающими большей глубиной при необходимой детальности и точности замеров, в сравнении с другими схемами [Dahlin, Zhou, 2004]. По результатам математической обработки массива полученных замеров построен непрерывный геоэлектрический разрез кажущегося удельного сопротивления (рис. 4.39, а) и заряжаемости (рис. 4.39, б).

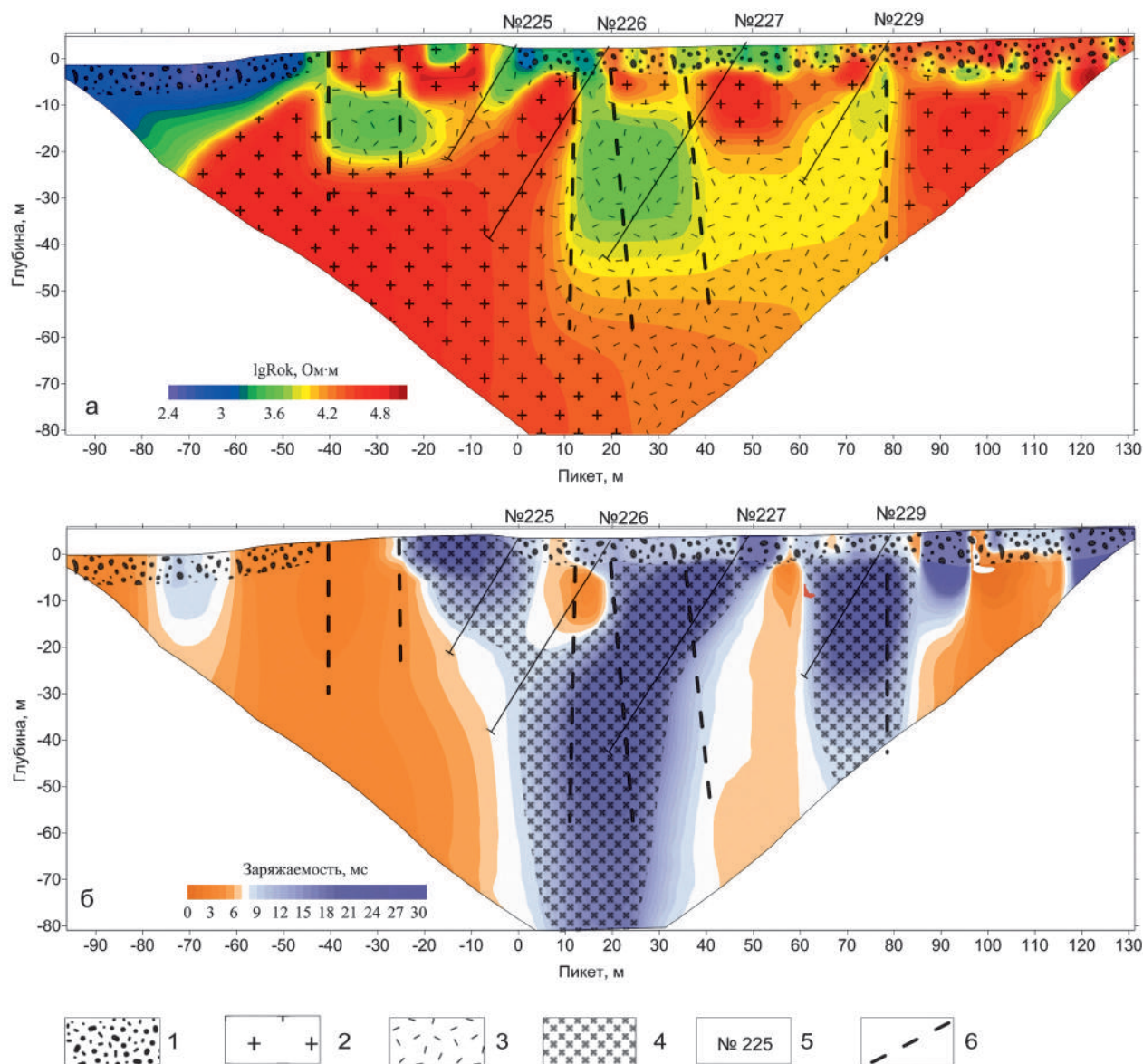


Рис. 4.39. Геоэлектрические разрезы сопротивления (а) и заряжаемости (б) на участке Кадиламп-1 [Нилов, 2013]:

1 – четвертичные отложения; 2 – монолитные, окварцованные граниты; 3 – зоны катаклаза и расланцевания, биотитизации и пиритизации; 4 – области с сульфидной минерализацией; 5 – номера скважин; 6 – тектонические нарушения

Основными факторами, влияющими на распределение сопротивления в пределах одного литотипа, являются степень трещиноватости либо брекчирования пород, а также наличие и характер окварцевания. При этом присутствие убогой сульфидной минерализации может отразиться лишь на увеличении вызванной поляризации (заряжаемости).

При сопоставлении полученного геоэлектрического разреза с имеющейся геологической информацией удалось оконтурить зону дислоцированных пород в центральной части гранитного массива и наиболее крупные тектонические нарушения. Повышенная степень трещиноватости в указанной области обусловила понижение кажущегося удельного сопротивления относительно более монолит-

ных окварцованных и менее измененных гранитов в краевых частях разреза (см. рис. 4.39, а). Наличие сульфидной вкрапленности отмечено повышением заряжаемости до 20–30 мс (см. рис. 4.39, б).

Пространственное распределение по разрезу областей с различными электрическими свойствами имеет сложный характер, но в целом максимальный эффект ВП наблюдается в градиентных зонах кажущегося удельного сопротивления при переходе от максимальных значений к минимальным, что приводит к выводу о нахождении наибольших концентраций сульфидов на контакте между монолитными, интенсивно прокварцованными гранитами и зонами их дислокации. Несмотря на сложную морфологию и отсутствие резкого контраста геофизических параметров слабо минерализованных зон, стадийное наращивание информативности результатов геофизических исследований от профильных работ на этапе картирования гранитных интрузий до использования методики электротомографии при детальном исследовании разреза позволяет выделять подобные объекты на территориях, полностью перекрытых четвертичными отложениями.

Несколько иной методический подход в других экономических условиях широко используется на территории Финляндии, в т. ч. и компанией «Mineral Exploration Network (Finland) Ltd.», ведущей поисковые работы на Au в пределах зеленокаменных поясов Ялонваара – Иломанси – Тулос и Кухмо – Суомуссалми (Восточная Финляндия). При работе над статьей использованы материалы, полученные на территории Финляндии в 2009–2013 гг. коллективом компании, в состав которого входил один из авторов.

Первым этапом работ стало изучение всей имеющейся информации по месторождениям и рудопроявлениям золота на территории Финляндии. Большая часть информации была взята с официального сайта Геологической службы Финляндии (ГСФ), на котором в свободном доступе находится база данных по финским месторождениям золота «FINGOLD» и интерактивная карта Финляндии [Интерактивная карта..., 2012], позволяющая ознакомиться с детальными сведениями по геологии, геохимии, геофизике, расположению месторождений и с инфраструктурой. Часть информации, а именно данные аэрогеофизических методов, была приобретена у ГСФ. Выбор перспективного участка для постановки поисковых работ происходил по результатам анализа информации, в состав которой входили: геологические карты, данные региональной тиллевой съемки, материалы аэрогеофизических исследований (аэромагниторазведки, воздушной электромагнитной и аэро-радиометрической съемки). В результате анализа пространственного распределения различных аномалий, перспективных геологических структур, расположения известных месторождений и рудопроявлений была получена прогнозно-поисковая модель для выделения перспективных площадей. Согласно ей, участки работ должны находиться: в пределах ЗП; в пределах или непосредственной близости к геохимическим аномалиям золота в донной морене; в непосредственной близости к секущим структурам, выделенным по данным аэромагнитной съемки; в пределах осей электромагнитных аномалий или близко к ним. По данным критериям было выделено несколько участков в пределах ЗП Ялонваара – Иломанси – Тулос и Кухмо – Суомуссалми.

В ходе описанных выше работ был выделен участок в центральной части зеленокаменного пояса Кухмо. При проведении полевых поисковых работ использовался широкий круг геохимических, геологических и геофизических методов. Перспективные участки изначально изучались при помощи геологических маршрутов и валунной съемки. Во время съемок отбирались образцы коренных пород (где выходы были не перекрыты) и валунов с площади участка. Все отобранные образцы анализировались как на золото (в лабораторных условиях), так и на элементы-спутники непосредственно в полевых условиях при помощи портативного рентгенофлуоресцентного (РФА) спектрометра. Это позволило оперативно получать информацию о геохимической специализации пород, слагающих участок, и уменьшить число проб, отправляемых на анализ методом масс-спектрометрии (ICP-MS).

Следующим этапом работ являлось выполнение опережающих геофизических и геохимических работ, в состав которых входили пешеходная магнитометрия и приповерхностное геохимическое опробование моренных отложений. Данные виды работ выполнялись в площадном варианте и покрывали весь участок работ. Результаты магнитометрии позволили уточнить геологическое строение участка, выделить границы распространения пород зеленокаменного пояса, их внутреннее строение, а также выделить зоны интенсивных изменений пород в результате метасоматических процессов. В большинстве случаев они выделялись по снижению или повышению интенсивности магнитного поля (рис 4.40). Сдвиговые нарушения (shear-zone) и зоны расщепления пород часто обнаруживались по линейным аномалиям с пониженными значениями магнитного поля, по резкому излому изолиний магнитных аномалий в плане или сдвигам их осей.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

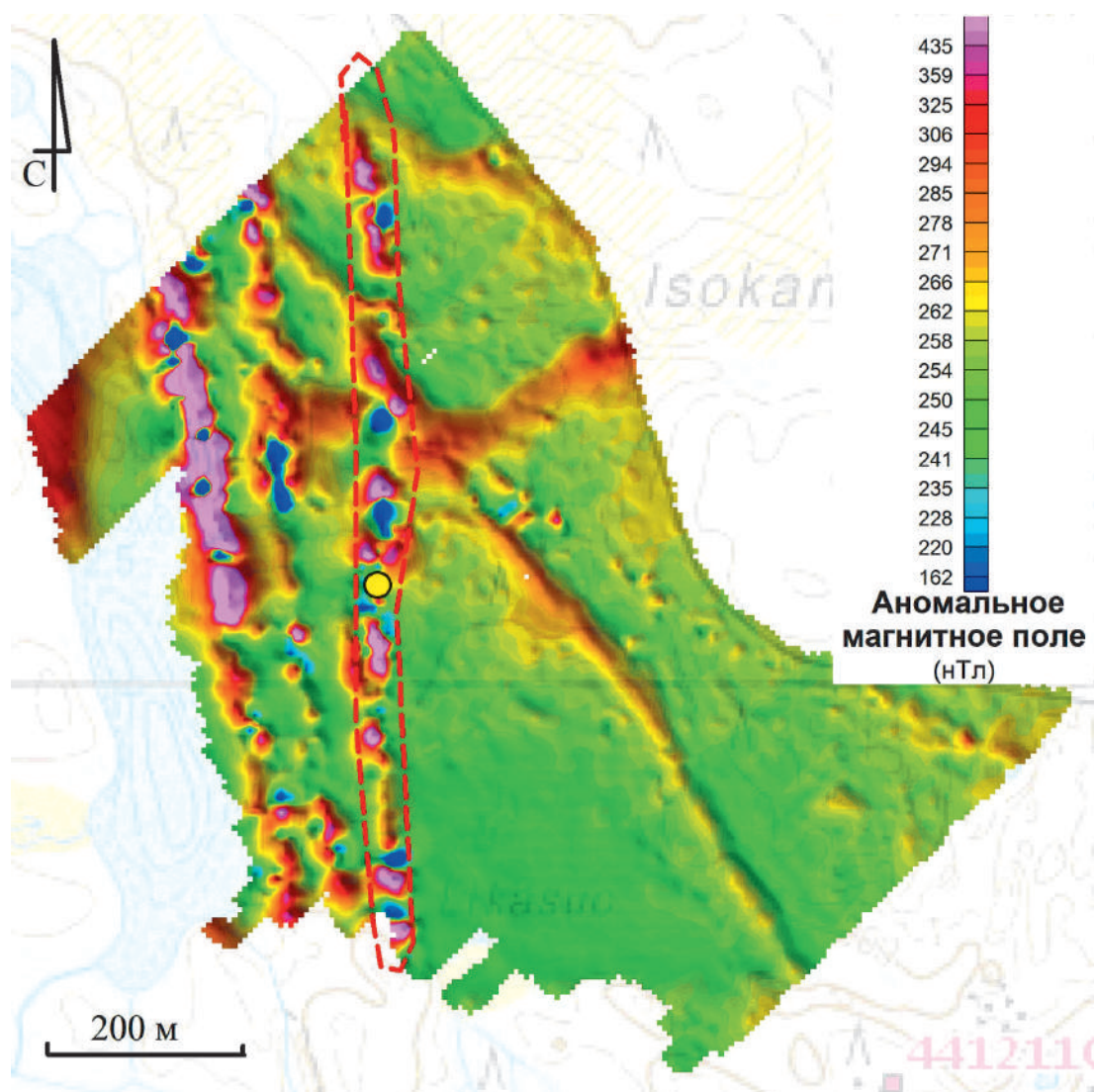


Рис. 4.40. Карта изолиний аномального магнитного поля dTa (красным контуром выделена аномалия, связанная с зоной сдвиговых нарушений, желтым кружком – рудопроявление)

Одновременно с магнитометрической съемкой проводилось опробование рыхлых отложений (изучение вторичных ореолов рассеяния золота и его элементов-спутников). Съемка проводилась по потокам и вторичным ореолам рассеяния. Поиски по геохимическим потокам рассеяния осуществлялись для выделения перспективных участков на значительной по площади поисковой территории, в условиях расчлененного рельефа. Далее проводилась съемка по вторичным ореолам рассеяния на площади всего изучаемого участка (рис 4.41). Работы проводились при помощи ручного фланцевого пробоотборника (типа желонка). Все отобранные образцы анализировались непосредственно в полевых условиях на РФА, а так как анализ одного образца занимал несколько минут, результаты опробования были известны уже на следующий день, что позволяло оперативно корректировать ход работы. Далее составлялись геохимические моно- и мультиэлементные карты. После чего выделенные аномалии заверялись при помощи сгущения сети опробования и применения тиллевой съемки (глубинное геохимическое опробование). Образцы отбирались из приплотиковой части морены. В зависимости от гидрогеологических и геоморфологических условий, характера и мощности рыхлых отложений глубина опробования варьировала от 0,5 до 15 м. Для контроля глубины отбора приплотиковых проб в ряде случаев выполнялось георадиолокационное зондирование, которое позволяло сравнить глубину залегания границы коренных пород с глубиной отбора геохимических образцов и сделать выводы о качестве отобранных проб.

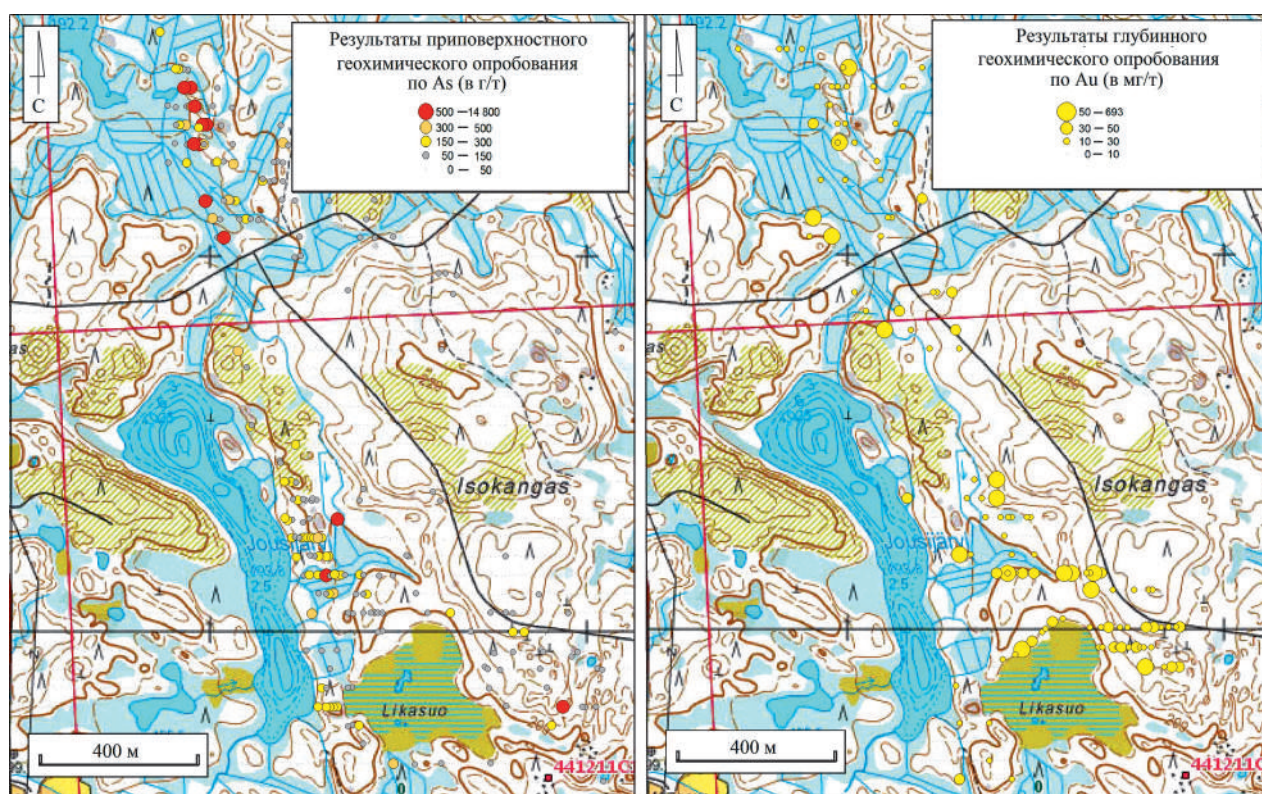


Рис. 4.41. Результаты приповерхностного геохимического опробования по мышьяку (слева) и глубинной геохимической съемки по золоту (справа)

Следующим этапом проведения полевых работ являлось выполнение электроразведочных работ методом ВП и дипольного индуктивного профилирования (ДИП) в пределах уже выявленных геохимических и магнитометрических аномалий. В результате работ было выявлено, что зоны сплошной и вкрапленной сульфидной минерализации выделяются аномалиями по проводимости и повышенным значениям поляризуемости шириной от 20 до 40 м, простирающимися почти через весь участок в субмеридиональном направлении. Выявленные аномалии пространственно совпадают с геохимическими.

И завершающим этапом работ являлось поисковое бурение, которое выполнялось по нерегулярной сети. Оно осуществлялось для заверки выявленных перспективных геохимических и геофизических аномалий, а также уточнения структур, контролирующих золоторудную минерализацию (рис. 4.42).

Заключение

Повсеместное развитие четвертичных отложений, перекрывающих коренные породы, и труднодоступность отдельных территорий в пределах ЗП Кухмо и Ялонваара – Иломанси – Тулос представляют собой значительные препятствия при изучении этих архейских образований прямыми геологическими методами. Проведенный анализ производственных и опытных геофизических работ показывает их эффективность и достаточную информативность на всех стадиях – от региональных исследований ЗП до детальных разведочных на конкретных рудопроявлениях. При этом спектр используемых методов и методик весьма широк, а подход к их комплексированию вариативен в зависимости от решаемых задач в реальных географических и экономических условиях.

Основой для успешного применения геофизических методов является контраст петрофизических свойств как среди самих пород зеленокаменных толщ, так и относительно вмещающих гранитных массивов. При исследовании рудных объектов необходимо обратить внимание не только на их петрофизические свойства, но и на прогнозируемые концентрации рудного вещества, которые могут быть недостаточными для аномального отклика в геофизических полях. В последнем случае есть возможность выделения структурных рудоконтролирующих факторов, таких, например, как зоны сдвиговых дислокаций.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

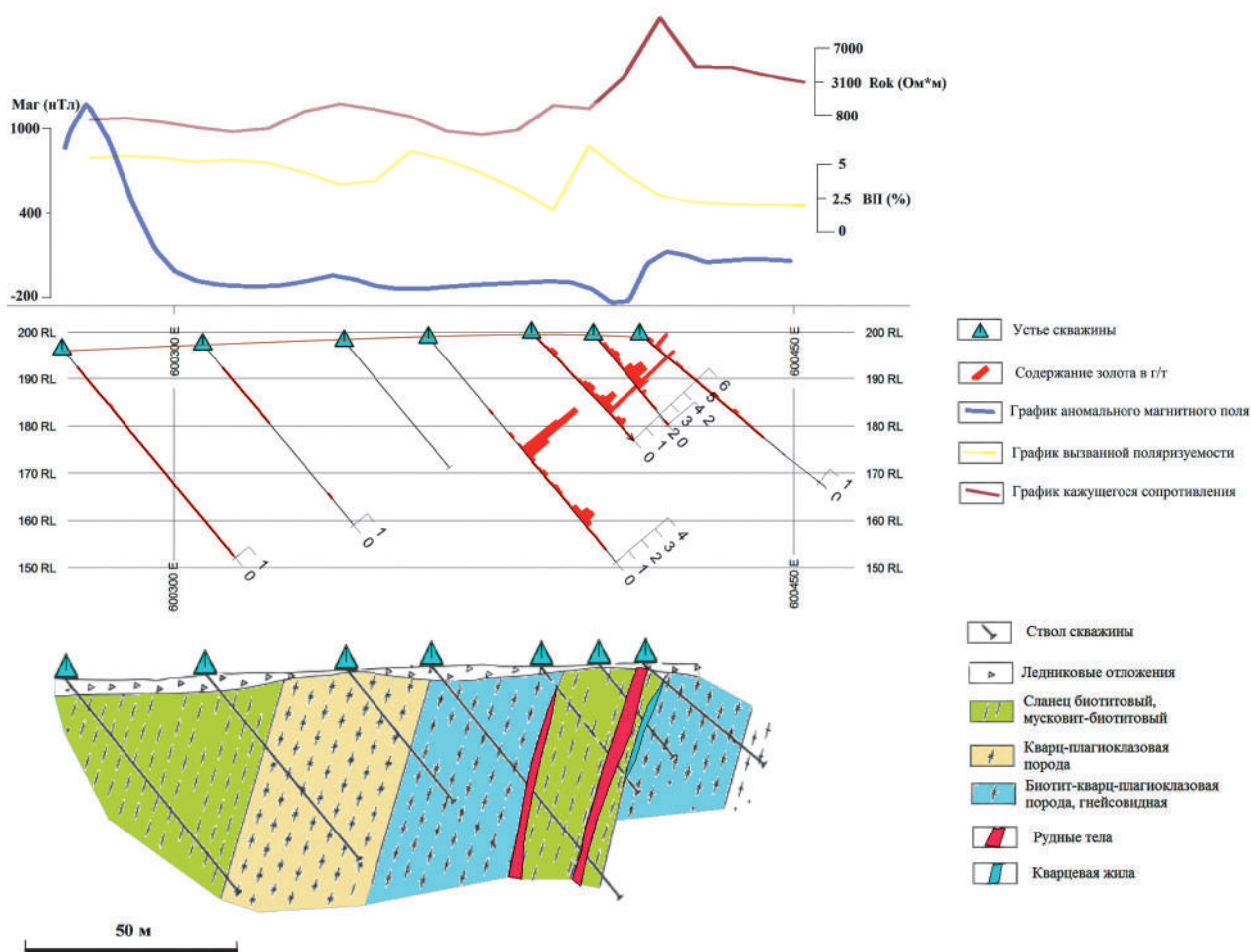


Рис. 4.42. Результаты опробования керна скважин на золото по буровому профилю, совмещенные с данными геофизических и геологических исследований

Однако несмотря на целый ряд примеров успешного применения геофизических методов, залогом успешного решения любой геологической задачи, будь то картирование отдельных структур в пределах ЗП или поиска золота, остаются рациональное комплексирование и грамотная стадийность геологических и геофизических исследований. Подобный подход позволяет не только повысить однозначность интерпретации, но и улучшить соотношение информативности всего исследования к стоимости выполняемых работ.

4.5. НЕРУДНЫЕ И СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Как территория Республики Карелия в целом, так и характеризуемая в данной монографии площадь располагает весьма значительной базой нерудных (неметаллических) полезных ископаемых и строительных материалов. В этом разделе приводится характеристика Костомукшской кварценозной области на примере кварцевой жилы участка Меломайс и характеризуются месторождения и проявления облицовочного и строительного камня, расположенные в пределах Калевальского, Муезерского, Суоярвского районов Республики Карелия и на территории, подчиненной г. Костомукше.

Кварценозный объект Меломайс

Костомукшская кварценозная область выделяется среди других участков находением здесь крупных кварцевых жил, включая жилу-гигант участка Меломайс. Кроме того, в зеленокаменных породах в карьере Костомукшского железорудного месторождения отмечались находки кристаллов про-

зрачного кварца. Удельная продуктивность одного из главных участков составляет 1300 т/км². Площадь определяется южной границей (направление линии СВ 70° – ЮЗ 250°) от оз. Меломайс до границы с Финляндией протяженностью 60 км. На севере граница клинообразно проходит до широты Вокнаволока [Данилевская и др., 2004].

В гранито-гнейсах северо-западной части Карельского кратона выявлена мощная кварцевожильная зона субмеридионального простирания, которая по своим масштабам является уникальным проявлением кварца на территории Фенноскандинавского щита. Данный участок Меломайс расположен в Калевальском районе Республики Карелия. Он находится в 17 км к востоку от г. Костомукши, лесовозная дорога подходит с юго-востока на расстояние 500 м от жилы (рис. 4.43).

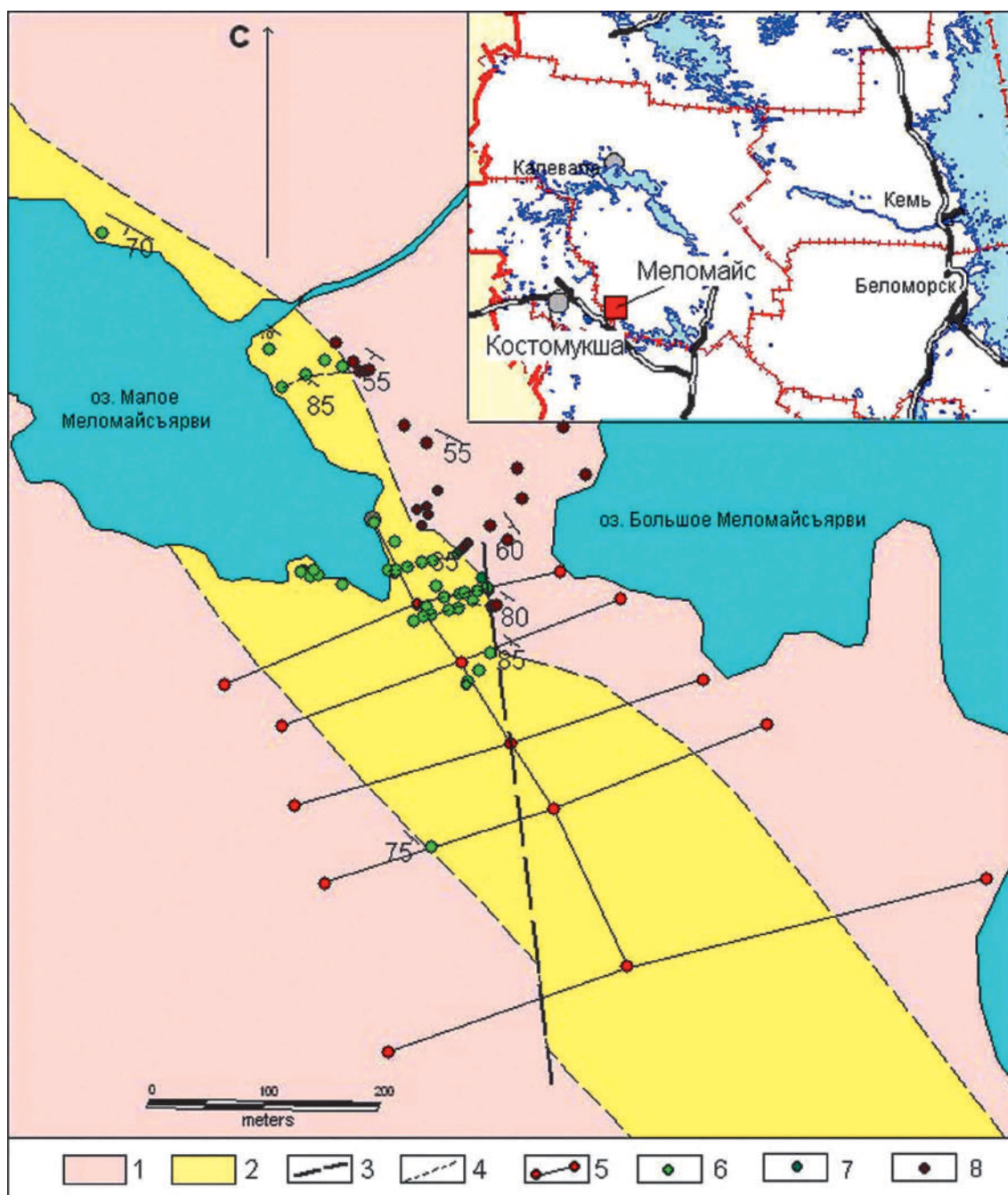


Рис. 4.43. Расположение и геологическая схема участка Меломайс:

1 – гнейсо-граниты; 2 – кварцевая жила; 3 – разлом; 4 – профили отбора проб; 5 – геофизические профили; 6 – выходы жильного кварца; 7 – точки контакта гнейсо-гранитов и жильного кварца; 8 – выходы гнейсо-гранитов [Данилевская и др., 2007]

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

В пределах зоны развития кварцевого тела были проведены геологические и геофизические исследования, включавшие магниторазведку, электроразведку методом дипольно-осевого профилирования с незаземленными рабочими линиями (ДОП, $f = 625$ Гц) и методом естественного электрического поля (ЕЭП), также были проведены комплексные минералого-технологические исследования кварцевого сырья.

При проведении геофизических исследований наиболее ощутимые различия вмещающих пород и кварцевого тела наблюдались в электрическом поле. В ходе интерпретации осредненные графики измерений позволили установить границы тела, выделяющегося более высокими значениями R_k ($\text{ом} \cdot \text{м}$), а также его крутое падение и сдвиговые нарушения в центре кварцевого тела. Изрезанный характер графиков электрического и магнитного полей характеризует неоднородность кварцевого тела, что подтверждается геологическими наблюдениями.

Кварцевая жила залегает согласно сланцеватости вмещающих пород, представленных микроклинизированными гранито-гнейсами. На контакте с кварцевой жилой гранито-гнейсы претерпели значительное окварцевание и милонитизацию, что определяет большое влияние тектонического фактора во время формирования кварцевого тела. Азимут простирания кварцевого тела 320° , падение крутое, мощность тела варьирует от 70 до 170 м, длина составляет более 1,5 км, а максимальная видимая мощность жилы – около 130 м.

Кварцевая жила подвергнута интенсивному позднему рассланцеванию, особенно в краевых частях, где наблюдаются тонкие чередующиеся прослои, сложенные мелкозернистым кварцем и эпидот-слюдисто-полевошпатовым материалом. Направление рассланцевания субпараллельно простиранию жилы и гнейсовидности пород ($320\text{--}340^\circ$ СЗ). Более рассланцованные и минерализованные области больше приурочены к краевым частям жилы. В центральных частях жилы наблюдается чередование без закономерной последовательности различных типов кварца: 1 – серого рассланцованного с участками сливного, 2 – массивного серовато-белого с полевым шпатом, имеющего иногда розоватый оттенок, 3 – сливного белого кварца, образующего в основном вытянутые зоны или небольшие жилки (рис. 4.44).



Рис. 4.44. Обнажение центральной части жилы – чередование массивного и сливного кварца

По минеральному составу кварцевая жила довольно однородна, суммарное содержание минеральных примесей варьирует от 1 до 5 %. Минеральные примеси, по всей видимости, наследуются из вмещающих пород и представлены: мусковитом с высоким содержанием K_2O (в среднем 11 %) и несколько повышенным содержанием суммарного железа (около 2,6 %); биотитом с довольно высоким содержанием MgO (14 %), который часто замещается хлоритом; калиевым полевым шпатом, представленным микроклином и Ва-К полевым шпатом (со средним содержанием Ва около 3 %), и плагиоклазом двух генераций – более ранним олигоклазом (№ 20), поздним – альбитом (№ 5) (рис. 4.45). В качестве единичных зерен присутствует эпидот, иногда встречаются зерна эпидота с примесью Се (от 1 до 3,5 % Se_2O_3) и La (до 1,6 %). В качестве акцессорных минералов также встречаются редкие зерна циркона, F-апатита и рутила, который образует включения в хлорите.

Минерализация в основном развивается по субпараллельным трещинам и микротрещинам. Минеральные примеси ориентированы в одном направлении, микровключения равномерно распределены в породе, крупные зерна приурочены к трещинам.

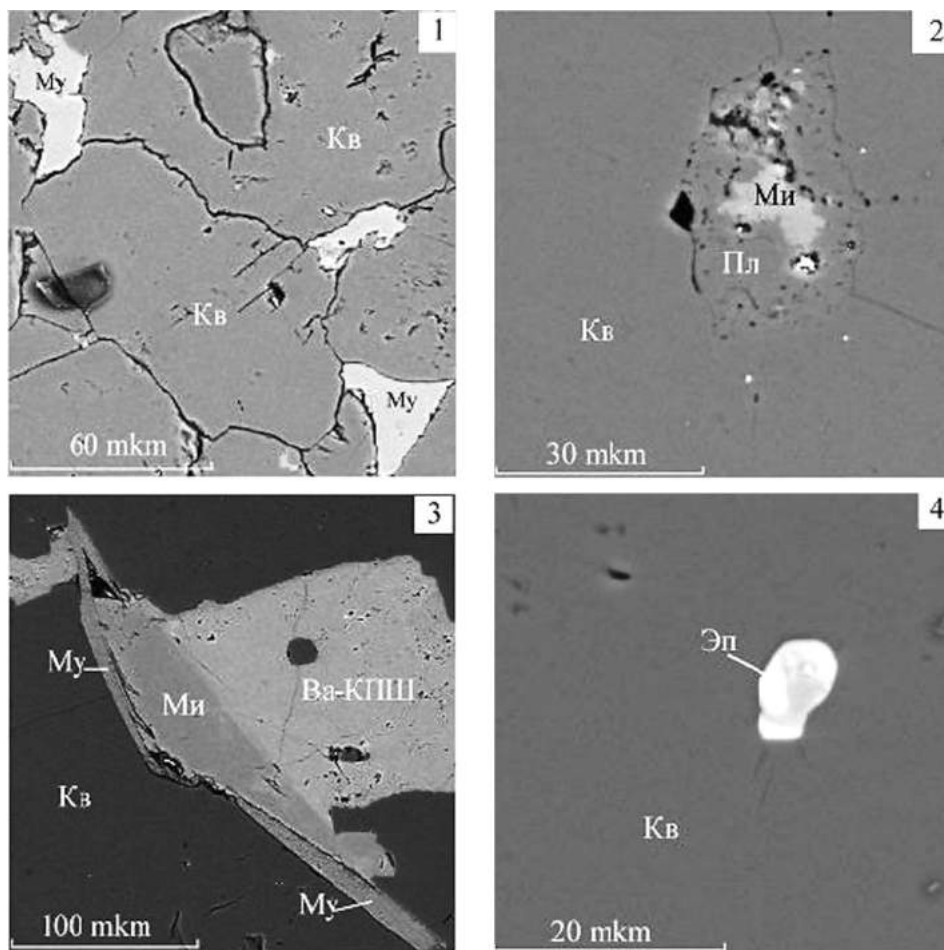


Рис. 4.45. Минеральные включения в кварце (Кв):

1 – мусковит (Му), 2 – микроклин (Ми) и плагиоклаз (Пл); 3 – микроклин (Ми) в сростании с Ва-К полевым шпатом (Ва-КФШ) и мусковитом (Му); 4 – эпидот (Эп). Фото выполнены на сканирующем микроскопе TESCAN

Структурно-текстурные особенности кварцевой породы характеризуются наличием катаклаза крупных зерен кварца с образованием мелкогранулированного кварцевого агрегата, в основном приуроченного к минерализованным трещинам. Вытянутость зерен кварца и минеральных включений в одном направлении обуславливает линейно-параллельную текстуру породы. В зернах кварца наблюдаются линейная и брусковидная блочность, местами переход в мозаичность, иногда сочетание блочности и облачного погасания. В некоторых крупных зернах наблюдаются факела или пластинки деформации. Размер зерен кварца варьирует от 0,1–0,4 мм (микрогранулы) до 0,45–4,4 мм (крупные зерна).

Газонасыщенность кварца невысокая – средняя плотность включений по подсчету по шлифам составляет $3,38 \times 10^5 \text{ см}^{-2}$, что незначительно превышает газонасыщенность перекристаллизованного, гранулированного кварца и значительно ниже таковой у молочно-белого жильного кварца [Данилевская и др., 2006]. Включения в основном распределены по трещинам залечивания, образуют небольшие ореолы на границах зерен и вблизи минеральных включений.

Технологические испытания кварца были проведены в Институте геологии КарНЦ РАН (предварительное обогащение) и в лаборатории ОАО «Полярный кварц» (глубокое обогащение). Среднее содержание SiO_2 в пробах исходного необогащенного кварца составляет 96,84 % при вариациях от 90,60 до 98,8 %. Характерно повышенное содержание примесей Al_2O_3 и K_2O , что связано с присутствием минеральных включений, а также Fe_2O_3 и FeO , которые обусловлены в основном наличием гидроокислов железа.

После операций предварительного обогащения (магнитная сепарация и кислотное выщелачивание) при крупности материала –0,4 + 0,1 мм наблюдается значительное уменьшение примесных окислов.

Анализ концентрата на присутствие элементов-примесей также показал повышенные содержания ряда элементов, в основном Al и K, **связанные с присутствием минеральных примесей (мусковита, биотита, плагиоклаза, калиевого полевого шпата)**. Характерны низкие содержания Li, B и P, которые являются наиболее трудно удаляемыми примесями, особенно при получении поликристаллического кремния.

Проведенные технологические испытания показали, что кварцевый продукт после операций предварительной очистки в среднем отвечает требованиям стекольной промышленности для производства изделий высокой светопрозрачности, а также может быть легко применен для производства диоксидных изделий и карбида кремния. Кроме того, кварцевые концентраты после стадий предварительного обогащения соответствуют требованиям промышленности для производства кристаллического кремния [Данилевская и др., 2006].

Весь комплекс проведенных исследований дал возможность оценить потенциал кварца крупного кварценосного тела Меломайс. На данный момент целесообразным является проведение дальнейших укрупненных исследований кварцевого сырья с целью оценки его для производства кристаллического кремния, который в свою очередь является источником для получения поликристаллического кремния. Актуальность этой задачи определяется в первую очередь высоким мировым спросом на поликристаллический кремний со стороны полупроводниковой промышленности и со стороны солнечной энергетики. Кроме того, постоянно расширяется спектр применения металлического кремния и феррокремния и, соответственно, растет спрос на них на мировом рынке. Феррокремний является самым крупнотоннажным и выгодным ферросплавом и основой целых направлений высокотехнологичных производств современной промышленности. Отмечается также рост потребления кремния в химической промышленности, производстве силиконовых (кремнийорганических) материалов для изготовления пластмасс, лакокрасочной продукции и т. п.

Подсчитанные прогнозные ресурсы кварцевого сырья жилы Меломайс с учетом добычи в полном объеме без разбраковки на типы по категории P₁ (наиболее обнаженная и опробованная часть тела) составляют 820 тыс. тонн, а по категории P₂ – 7,2 млн тонн.

Кроме того, рассматриваются возможности комплексного использования кварцевого сырья данной жилы, в т. ч. и для производства минеральных фильтров, кварцевой керамики и др. [Данилевская и др., 2007].

На участке Меломайс рекомендуется постановка детальных поисков масштаба 1 : 5000 – 1 : 10 000.

Строительные материалы

В настоящее время строительные материалы играют значительную роль в структуре минерально-сырьевого комплекса, при этом роль их не только как местного, но и экспортного материала возрастает все больше и больше. И Республика Карелия, и Российская Федерация в целом значительно отстают по индексу потребления строительных материалов на душу населения по сравнению с развитыми европейскими странами, в т. ч. с Финляндией. Поэтому рост производства строительных материалов в Республике Карелия является объективным фактором.

Характеризуемые ниже районы имеют достаточно высокие перспективы по наличию горных пород, пригодных для производства строительных материалов. И если они уделят этому направлению больше внимания, то у них есть серьезные перспективы увеличить капитализацию своих территорий.

В настоящем разделе описание объектов облицовочного и строительного камня приводится по районам, территория которых попадает в характеризующую площадь (рис. 4.46), в табл. 4.10 представлены координаты объектов.

Для некоторых месторождений и проявлений приводятся круговые диаграммы трещиноватости, характеризующие количественные и качественные взаимоотношения систем трещин, проявленных на объектах. В некоторых случаях, как, например, для месторождения Калалампи, диаграммы построены в свободно распространяемой программе Stereo 32 (Rurh-University, Bochum, Germany), в которой полюс системы определяется по максимальной плотности изолиний. В других случаях, как, например, для проявления Колонгъярви, диаграммы из-за отсутствия исходных данных брались из отчетов и оцифровывались, на этих диаграммах полюсы систем уже нанесены. Положения полюсов систем в каждом случае характеризуют угловые взаимоотношения этих систем, а разбросы контуров плотностей – вариации азимутов падений плоскостей трещин в системах. Во всех случаях построения проводились в равноплощадной проекции, в верхней полусфере.

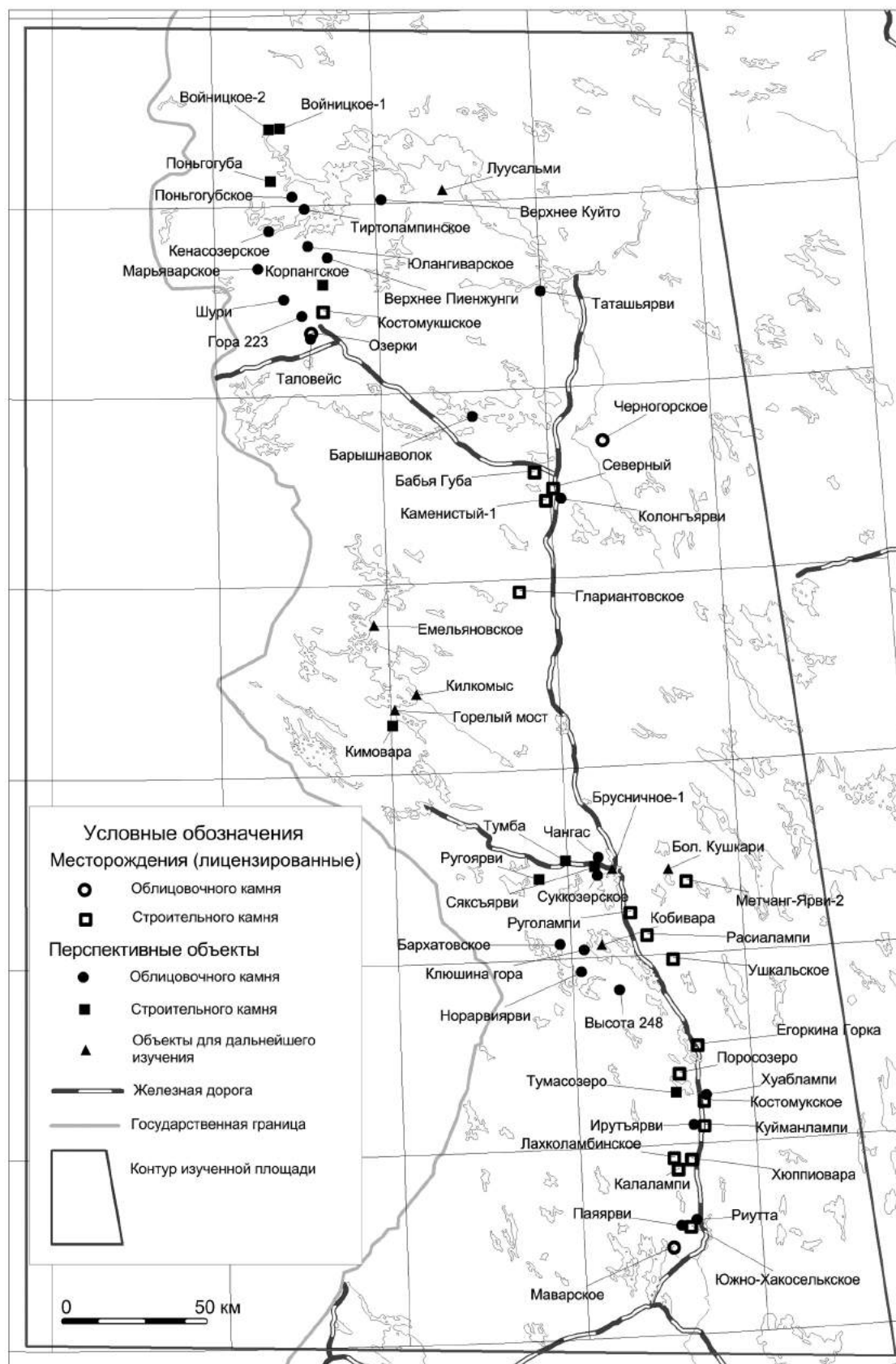


Рис. 4.46. Схема размещения месторождений и проявлений облицовочного и строительного камня в пределах исследованной площади

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Таблица 4.10. Координаты объектов

№ п/п	Месторождение, проявление	Долгота	Широта	Район
1	Озерки	30° 35' 16"	64° 40' 05"	т. г. Костомукша
2	Костомукшское	30° 39' 57"	64° 43' 27"	т. г. Костомукша
3	Таловейс (габбро)	30° 35' 0"	64° 39' 0"	т. г. Костомукша
4	Поньогубское	30° 29' 25"	65° 01' 23"	т. г. Костомукша
5	Тиртолампинское	30° 33' 44"	64° 59' 25"	т. г. Костомукша
6	Юлангиварское	30° 34' 47"	64° 53' 32"	т. г. Костомукша
7	Верхнее Пиенжунги	30° 41' 53"	64° 51' 42"	т. г. Костомукша
8	Марьяварское	30° 16' 01"	64° 50' 11"	т. г. Костомукша
9	Шури	30° 25' 27"	64° 45' 15"	т. г. Костомукша
10	Гора 223	30° 31' 58"	64° 42' 35"	т. г. Костомукша
11	Поньогуба	30° 21' 30"	65° 03' 54"	т. г. Костомукша
12	Кенасозерское	30° 20' 26"	64° 56' 05"	т. г. Костомукша
13	Корпангское	30° 39' 54"	64° 47' 24"	т. г. Костомукша
14	Верхнее Куйто	31° 02' 27"	65° 0' 33"	Калевальский
15	Войницкое-1	30° 25' 20"	65° 12' 9"	Калевальский
16	Войницкое-2	30° 21' 12"	65° 12' 02"	Калевальский
17	Таташъярви	32° 0' 5"	64° 45' 17"	Калевальский
18	Луусальми	31° 25' 20"	65° 01' 47"	Калевальский
19	Черногорское	32° 20' 01"	64° 21' 35"	Муезерский
20	Бабыя Губа	31° 55' 0"	64° 17' 0"	Муезерский
21	Северный	32° 01' 24"	64° 14' 23"	Муезерский
22	Каменистый-1	31° 58' 39"	64° 12' 31"	Муезерский
23	Глариантовское	31° 47' 35"	63° 58' 19"	Муезерский
24	Метчанг-Ярви-2	32° 41' 17"	63° 11' 32"	Муезерский
25	Руголампи	32° 21' 20"	63° 07' 03"	Муезерский
26	Расиалампи	32° 26' 39"	63° 03' 22"	Муезерский
27	Ушкальское	32° 35' 14"	62° 59' 22"	Муезерский
28	Колонгъярви	32° 04' 02"	64° 12' 27"	Муезерский
29	Чангас	32° 10' 59"	63° 15' 45"	Муезерский
30	Суккозерское	32° 10' 22"	63° 12' 52"	Муезерский
31	Бархатовское	31° 56' 20"	63° 02' 17"	Муезерский
32	Клюшина гора	32° 04' 35"	63° 01' 19"	Суоярвский
33	Норарвиярви	32° 03' 16"	62° 57' 49"	Суоярвский
34	Барышнаволок	31° 33' 5"	64° 26' 0"	Муезерский
35	Кимовара	31° 0' 34"	63° 37' 44"	Муезерский
36	Тумба	31° 59' 29"	63° 15' 26"	Муезерский
37	Брусничное-1	32° 15' 42"	63° 13' 50"	Муезерский
38	Бол. Кушкари	32° 35' 11"	63° 13' 23"	Муезерский
39	Кобивара	32° 10' 48"	63° 01' 58"	Суоярвский
40	Сяксъярви	32° 09' 37"	63° 14' 14"	Муезерский
41	Ругоярви	31° 50' 1"	63° 12' 41"	Муезерский
42	Килкомыс	31° 09' 27"	63° 42' 31"	Муезерский
43	Горелый мост	31° 01' 37"	63° 40' 10"	Муезерский
44	Емельяновское	30° 55' 04"	63° 53' 36"	Муезерский
45	Маварское	32° 30' 0"	62° 14' 0"	Суоярвский
46	Егоркина Горка	32° 42' 0"	62° 45' 39"	Суоярвский
47	Поросозеро	32° 35' 16"	62° 41' 19"	Суоярвский
48	Костомукское	32° 43' 13"	62° 36' 49"	Суоярвский
49	Куйманлампи	32° 42' 48"	62° 32' 55"	Суоярвский
50	Лажколамбинское	32° 31' 51"	62° 28' 02"	Суоярвский
51	Хюппиовара	32° 37' 39"	62° 27' 42"	Суоярвский
52	Калалампи	32° 33' 03"	62° 26' 16"	Суоярвский
53	Южно-Хакосельское	32° 36' 16"	62° 17' 08"	Суоярвский
54	Высота 248	32° 16' 05"	62° 54' 43"	Суоярвский
55	Хуаблампи	32° 43' 55"	62° 37' 31"	Суоярвский
56	Ирутъярви	32° 39' 04"	62° 32' 59"	Суоярвский
57	Риутта	32° 38' 21"	62° 17' 59"	Суоярвский
58	Паяярви	32° 33' 06"	62° 17' 08"	Суоярвский
59	Тумасозеро	32° 33' 50"	62° 38' 08"	Суоярвский

Месторождения и проявления Суоярвского района

Месторождения облицовочного камня (лицензии): Маварское. Месторождения строительного камня (лицензии): Егоркина Горка, Поросозеро, Костомукское, Куйманлампи, Лахколамбинское, Хюп-пиовара, Калалампи, Южно-Хакосельское. Перспективные проявления облицовочного камня: Высота 248, Хуаблампи, Ирутъярви, Риутта, Паяярви. Перспективные проявления строительного камня: Тумасозеро.

Маварское месторождение находится в 20 км на север от г. Суоярви и в 6 км к северо-западу от ж.-д. станции Суоёки.

Полезная толща месторождения представлена позднелопийскими габбро-долеритами, слагающими три разрозненных удлиненно-вытянутых тела.

В основном габбро-диабазы представлены породами от темно-серого до насыщенного черного цвета с неяркими белесыми пятнышками кристаллов плагиоклаза средне-мелкозернистой габбро-диабазовой структуры, массивной текстуры. Породы амфиболизированы, в наиболее измененных разностях структура пород реликтовая габбро-диабазовая, с переходом в немагматогластовую.

Минеральный состав габбро-долеритов: плагиоклаз – 32–39 %, моноклинный пироксен – 32–42 %, амфибол – 19–20 %, биотит – 2 %, кварц – 1 %, рудный + сфен – 4–6 %, акцессорные – эпидот [Алтусарь, 2008ф].

Удельная трещиноватость пород месторождения в контурах подсчета запасов категории C_1 (Участок 1) колеблется от 0 до 1,51 м/м², средняя – 0,77 м/м².

На Участке 1 выделены три основные системы трещин отдельности:

- трещины системы 1 с азимутом падения 122°, углом падения 84°;
- трещины системы 2 с азимутом падения 198°, углом падения 85°;
- трещины системы 3 с азимутом падения 0°, углом падения 9°.

Углы между полюсами главных систем трещин 1, 2 и 3 составляют 75, 87 и 88°.

На Участке 2 удельная трещиноватость в контуре подсчета запасов категории C_2 составляет 0–1,42 м/м², средняя – 0,64 м/м².

Выделены три основные системы трещин отдельности:

- трещины 1 системы с азимутом падения 293°, углом падения 88°;
- трещины 2 системы с азимутом падения 234°, углом падения 77°;
- трещины 3 системы с азимутом падения 90°, углом падения 9°.

Кроме этих трех систем имеются трещины 4 системы с азимутом простирания 90°, углом падения 90°.

Габбро-диабазы месторождения характеризуются следующими физико-механическими показателями: прочность в сухом состоянии – 125–192 МПа, прочность в водонасыщенном состоянии – 98–113 МПа, снижение прочности в водонасыщенном состоянии – 29 %, морозостойкость – МРЗ 50, средняя плотность – 3,05 г/см³, истинная плотность – 3,06–3,07 г/см³, пористость – 0,65 %, водопоглощение – 0,3–0,4 %, сопротивление удару – 40–65 см, истираемость – 0,17–0,19 г/см².

На рис. 4.47 представлена диаграмма трещиноватости Участка 1 месторождения Маварское.

Удельная эффективная активность естественных радионуклидов составляет 40 Бк/кг.

Запасы габбро-диабазов месторождения Маварское составляют по категории C_1 – 160,1 тыс. м³, по категории C_2 – 459,7 тыс. м³.

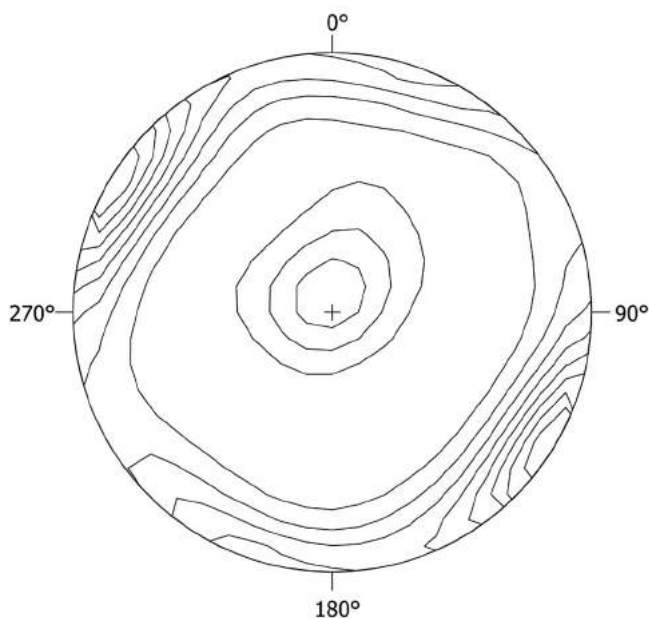


Рис. 4.47. Диаграмма трещиноватости габбро-долеритов месторождения Маварское. 194 замера, Участок 1 (исходные данные [Алтусарь, 2008ф])

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Месторождение Егоркина Горка расположено в 1,5 км севернее пос. Поросозеро и в 750 м северо-восточнее ж.-д. станции Аконъярви. Приурочено к массивному телу гнейсо-гранитов архейского возраста.

Полезная толща месторождения представлена плагиоклазовыми и микроклин-плагиоклазовыми гнейсо-гранитами розовато-серого и серого цвета, мелко-среднезернистого строения, гнейсовидной и участками порфиroidной текстуры. Минеральный состав гнейсо-гранитов: плагиоклаз – 26–77 %, микроклин – 0–30 %, кварц – 17–54 %, биотит – 1–6 %, мусковит – до 1 %, эпидот – до 2 %, акцессорные минералы – апатит, циркон, сфен, магнетит, ортит, сульфиды; вторичные минералы – хлорит, серицит (доли %) [Дегтярев, 2007ф^а].

Удельная эффективная активность естественных радионуклидов – 130–359 Бк/кг.

Породы месторождения характеризуются высокой прочностью, стойкостью к истиранию, низким водопоглощением.

Щебень из гнейсо-гранитов месторождения характеризуется высокими марками по дробимости 1200–1400, истираемости И1, морозостойкости F50 – F100 и может быть использован в качестве сырья для строительных работ, для устройства покрытий, оснований и дополнительных слоев оснований автомобильных дорог и оснований аэродромов, для укрепления обочин автомобильных дорог.

Запасы гнейсо-гранитов по категории С₁ составляют 7659 тыс. м³, по категории С₂ – 26815 тыс. м³.

Месторождение Поросозеро расположено в 5 км к западу от пос. Поросозеро и приурочено к лопийскому структурно-формационному комплексу.

Полезная толща месторождения представлена розовыми, розовато-серыми, среднезернистыми, участками крупнозернистыми, гранитами бластогранитной структуры с элементами мозаичной и мирмекитовой.

Минеральный состав гранитов: плагиоклаз – 6–70 %, кварц – 19–48 %, биотит – 1–6 %, калиевый полевой шпат – 2–66 %, мусковит – 1–3 %, рудный минерал – до 0,7 %, эпидот – до 2 %, сфен [Митрофанов, 2007ф].

Трещиноватость пород месторождения средняя, неравномерная, изменяется в зависимости от условий их залегания по отношению к основным геоструктурным элементам массива. Повышенная трещиноватость отмечается на северо-западном фланге, вдоль которого проходят два разлома. На остальной площади трещиноватость гранитов имеет средние показатели.

Граниты месторождения имеют истинную плотность 2,7–2,72 г/см³, насыпную плотность 1163–1394 кг/м³, дробимость в сухом состоянии 9,6–20,85 % потери в массе, истираемость 24,1–29,6 % потери в массе, показатель сопротивления на копре ПМ – 450 ударов, лещадность 3,53–18,73 %, содержание зерен слабых пород 0–2,76 %, водопоглощение 0,32–0,78 %, морозостойкость 50 циклов.

Удельная эффективная активность естественных радионуклидов – 144–180 Бк/кг.

Щебень из гранитов месторождения характеризуется марками по дробимости 1000–1400, по истираемости И1, по морозостойкости F50, по сопротивлению удару на копре У-450 и по всем показателям соответствует требованиям ГОСТа 8267-93 для интрузивных пород.

Запасы гранитов месторождения Поросозеро составляют по категории С₁ – 13163 тыс. м³, по категории С₂ – 14045 тыс. м³.

Костомукское месторождение расположено в 1,8–2 км на северо-запад по грунтовой дороге от ж.-д. станции и пос. Костомукса.

Месторождение расположено в пределах лопийского массива мигматит-анатектит-гранитного калевальского комплекса.

Полезная толща представлена в основном плагиомикроклиновыми, микроклин-плагиоклазовыми гранитами, от розового, серо-розового и красноватого до розовато-серого и серого цвета. Структура от мелко-среднезернистой, среднезернистой до крупнозернистой, порфиroidной, текстура массивная. Отмечаются крупные вкрапленники (до 1 см) розового микроклина, а также мелкие пегматоидные обособления до 20–30 см и участки окварцевания (мощность кварцевых прожилков до 3 см) [Кевель, 2007ф].

Минеральный состав гранитов: плагиоклаз – 40–65 %, микроклин – 15–22 %, кварц – 20–30 %, биотит – 4–5 %, эпидот – 1–2 %, серицит – 1–2 %, хлорит – до 1 %, карбонат – 0,5 %, акцессорные – сфен, апатит, циркон, пирит.

Трещиноватость в породах от слабой до сильной. Расстояния между трещинами продольной и поперечной систем в основном 5–20 см, редко до 1–3 м. Отмечаются микротрещины и катаклаз. Сред-

нее расстояние между пластовыми трещинами составляет 0,12–0,2 м. Плоскости трещин иногда ожелезнены или эпидотизированы.

Граниты месторождения имеют прочность при сжатии в сухом состоянии – 106 МПа, в водонасыщенном состоянии – 92 МПа, снижение прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 13 %, истинную плотность – 2,62 г/см³, среднюю плотность – 2,59 г/см³, водопоглощение – 0,1 %, пористость – 0,86 %.

Удельная эффективная активность изменяется от 92 до 287 Бк/кг.

Щебень из гранитов характеризуется следующими физико-механическими показателями: истинная плотность – 2,58–2,73 г/см³, средняя плотность – 2,49–2,72 г/см³, насыпная плотность – 1185–1490 кг/м³, водопоглощение – 0,05–2,72 %, содержание лещадных зерен – 0–15,7 %, дробимость в сухом состоянии – 12,7–20 %, марка по дробимости 1000–1200, марка по истираемости И1–И3, марка по морозостойкости F25–F150, марка по сопротивлению У50–У75, содержание слабых зерен – 0–9,3 %, содержание пылевидных и глинистых частиц – 0,003–0,16 %.

Щебень Костомукского месторождения пригоден в качестве заполнителя для тяжелого бетона в строительстве и дорожном строительстве при устройстве покрытий, оснований автомобильных дорог и аэродромов, для укрепления обочин автодорог и для балластного слоя железнодорожного пути.

Запасы строительного камня на месторождении Костомукское составляют по категории С₁ – 13243 тыс. м³, категории С₂ – 35523 тыс. м³.

Месторождение Куйманлампи расположено в 5 км на юг-юго-восток от ж.-д. станции Костомукса и в 4 км от пос. Костомукса.

Месторождение состоит из двух участков: Северного и Южного. Северный участок простирается с северо-востока на юго-запад на 2 км при ширине около 1 км с максимальной высотной отметкой 245,4 м. Граниты продуктивной толщи представлены плагиомикроклиновой разновидностью розового цвета средне-крупнозернистой структуры, массивной текстуры. Южный участок, имеющий сложное внутреннее строение, вытянут в субмеридиональном направлении на 1,8 км, при средней ширине 800 м. На участке развиты нерасчлененные нижне-верхнелопийские граниты и гнейсограниты и вулканогенно-осадочные образования янгозерской нерасчлененной свиты, граница которых определяется зоной северо-восточного разлома, разделяющего площадь на два тектонических блока: западный, сложенный гранитами, и восточный, сложенный кварцитами [Фурман, 2007ф].

Минеральный состав гранитов: плагиоклаз – 7–65 %, микроклин – 3–60 %, кварц – 25–35 %, биотит – 1–10 %, рудные до 2 %. Кварциты состоят из 85–95 % кварца, 5–15 % серицита.

Граниты месторождения имеют истинную плотность – 2,65–2,67 г/см³, среднюю плотность – 2,61–2,64 г/см³, пористость – 1,13 %, прочность при сжатии в сухом состоянии – 96–207 МПа, прочность при сжатии в водонасыщенном состоянии – 99–152 МПа, снижение прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 19 %, водопоглощение – 0,19–0,26 %, истираемость – 0,12–0,13 г/см², морозостойкость 50 циклов. Удельная эффективная активность изменяется от 28 до 276 Бк/кг.

Кварциты месторождения имеют среднюю плотность – 2,7 г/см³, истинную плотность – 2,7 г/см³, прочность при сжатии в сухом состоянии – 48–92 МПа, прочность при сжатии в водонасыщенном состоянии – 26–70 МПа, снижение прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 41 %, водопоглощение – 0,15–0,25 %, истираемость – 0,16–0,21 г/см², морозостойкость 50 циклов. Удельная эффективная активность кварцитов 46–75 Бк/кг.

Щебень из гранитов и кварцита характеризуется высокими физико-механическими показателями: марка по истираемости И1–И2; морозостойкость F50–F100; марка по дробимости 1200–1400; лещадность гранитного щебня 1,4–22,2 %; лещадность щебня из кварцита 2,1–18,5 %; насыпная плотность щебня из гранитов 1230–1395 кг/м³, из кварцита – 1231–1401 кг/м³; количество пылевидных и глинистых частиц в гранитном щебне 0,1–0,26 %, в щебне из кварцита – 0,1–0,23 %.

Щебень месторождения Куйманлампи пригоден в качестве заполнителя для бетона, для дорожных и других видов строительных работ.

Запасы строительного камня (гранита и кварцита) на месторождении Куйманлампи составляют по категории С₁ – 19914 тыс. м³, категории С₂ – 47420 тыс. м³.

Лахколамбинское месторождение расположено в 6 км к северо-западу от ж.-д. станции Лахколампи.

В геологическом строении месторождения участвуют образования мигматит-анатектит-гранитового комплекса позднего лопия, представленные преимущественно микроклин-плагиоклазовыми и плагиомикроклиновыми гранитами, в меньшей степени – теньевыми мигматит-гранитами.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Цветовая гамма гранитов – от розового, серо-розового и красноватого до розовато-серого, серо-кремового и серого. Структура от мелко- среднезернистой до крупнозернистой и порфирированной, текстура массивная, редко гнейсовидная за счет вытянутых кварцевых агрегатов, субсогласных удлинению зерен микроклина. Отмечаются пегматоидные обособления и жилы микроклиновых гранитов мощностью от 5–10 см до 10–45 см, прожилки кварц-микроклинового состава мощностью 0,1–10 см.

Минеральный состав гранитов: плагиоклаз – 30–60 %, микроклин – 20–50 %, кварц – 25–40 %, биотит – до 3–5 %, серицит – до 1 %, хлорит – доли %, рудный минерал – до 1 %, акцессорные – апатит, карбонат, ортит, рутил [Дегтярев, 2007ф⁶].

Граниты месторождения интенсивно трещиноватые, по трещинам развиваются гидроокислы железа, хлорит, серицит.

Исходные граниты месторождения имеют прочность при сжатии в сухом состоянии – 67–95 МПа, прочность при сжатии в водонасыщенном состоянии – 28–49 МПа, снижение прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 55–62 %, среднюю плотность – 2,6 г/см³, истинную плотность – 2,6–2,7 г/см³, водопоглощение – 0,14–0,2 %, пористость – 1–1,5 %.

Качественные показатели щебня из гранитов Лахколамбинского месторождения аналогичны показателям щебня из гранитов месторождения Калалампи.

Запасы гранитов Лахколамбинского месторождения составляют по категории С₁ – 17317 тыс. м³, по категории С₂ – 36243 тыс. м³.

Месторождение Хюппиовара расположено в 3–5 км на север от пос. Лахколампи.

В геологическом строении месторождения участвуют образования мигматит-анатектит-гранитового комплекса позднего лопия и метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования янгозерского надгоризонта ятулийского горизонта нижнего карелия.

Граниты представляют собой серовато-розовые, розовые средне-крупнозернистые породы порфирированной и гнейсовидной текстуры. Минеральный состав гранитов: плагиоклаз – 24–46 %, микроклин – 24–50 %, кварц – 16–28 %, биотит до 6 %, мусковит до 6 %, эпидот до 5 %, акцессорные – апатит, сфен, рудный [Пироженко, 2008ф⁹].

Метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования слагают около 20 % объема полезной толщи месторождения и представлены преимущественно кварцитами, кварцитопесчаниками с подчиненными горизонтами кварцевых гравелитов. Кварциты и кварцитопесчаники представляют собой светло-серые, зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые породы слоистой и сланцеватой текстуры. Минеральный состав кварцитов и кварцитопесчаников: кварц – 87–94 %, серицит – 6–13 %, эпидот – 2 %, кальцит, сфен, рудный, рутил.

Граниты месторождения имеют истинную плотность – 2,67–2,68 г/см³, среднюю плотность – 2,65–2,67 г/см³, пористость – 0,75 %, водопоглощение – 0,24–0,3 %, предел прочности в сухом состоянии – 67–177 МПа, предел прочности в водонасыщенном состоянии – 52–146 МПа, снижение прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 27 %, истираемость – 0,15–0,16 г/см².

Кварциты имеют истинную плотность – 2,66–2,67 г/см³, среднюю плотность – 2,64 г/см³, пористость – 1,13 %, водопоглощение – 0,25–0,31 %, предел прочности в сухом состоянии – 82–105 МПа, предел прочности в водонасыщенном состоянии – 50–94 МПа, снижение прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 21 %, истираемость – 0,11–0,12 г/см².

Щебень из гранитов характеризуется высокими марками по дробимости 1000–1400, истираемости И1, морозостойкости F50–F100 и может быть использован в качестве сырья для строительных работ, для устройства покрытий, оснований и дополнительных слоев оснований автомобильных дорог и аэродромов, для укрепления обочин автомобильных дорог и для балластного слоя железнодорожного пути. Щебень из кварцитов и кварцитопесчаников характеризуется более низкими показателями – марка щебня по дробимости 600, по истираемости И2, по морозостойкости F25, может быть использован в качестве сырья для строительных работ.

Запасы гранитов и кварцитопесчаников месторождения Хюппиовара составляют по категории С₁ – 14369 тыс. м³, по категории С₂ – 43453 тыс. м³.

Месторождение Калалампи расположено в 3,5 км к северо-западу от ж.-д. станции Лахколампи и приурочено к лопийскому массиву мигматит-анатектит-гранитового калевальского комплекса.

Полезная толща представлена неоднородным по цвету и структуре гранитом плагиомикроклинового, микроклин-плагиоклазового состава. Цветовая гамма гранита – от розового, серо-розового и красноватого до розовато-серого, серо-кремового и серого. Структура от мелко-среднезернистой, среднезернистой до крупнозернистой, порфирированной, текстура массивная, редко гнейсовидная.

Отмечаются пегматоидные включения и жилы мощностью от 5–10 см до 10–45 см, прожилки кварц-микроклинового состава мощностью 0,1–10 см [Белов, 2007ф]. На рис. 4.48 представлена диаграмма трещиноватости месторождения Калалампи.

Минеральный состав гранитов: микроклин – 22–41 %, плагиоклаз – 27–64 %, кварц – 11–40 %, мусковит – 1 %, биотит + хлорит + эпидот + серицит – 1–2 %, акцессорные – апатит, сфен, рудный, кальцит.

Щебень из гранитов характеризуется следующими физико-механическими показателями: истинная плотность – 2,65–2,72 г/см³, средняя плотность – 2,60–2,68 г/см³, водопоглощение – 0,08–0,58 %, насыпная плотность – 1139–1404 кг/м³, марка по дробимости 1000–1400, марка по истираемости И1, марка морозостойкости F50–F100, содержание лещадных зерен – 0,94–24,23 %, содержание слабых зерен – 0–0,23 %, содержание пылеватых, илистых и глинистых частиц – 0,06–0,23 %.

Щебень пригоден в качестве сырья для строительных работ, для устройства покрытий, оснований и дополнительных слоев оснований автодорог, оснований аэродромов, для укрепления обочин автодорог.

Запасы гранитов месторождения Калалампи составляют по категории С₁ – 18347 тыс. м³, по категории С₂ – 26436 тыс. м³.

Южно-Хакосельское месторождение находится в 3 км к юго-западу от пос. Найстенъярви и в 2 км к западу от ж.-д. станции Найстенъярви и приурочено к фрагменту мощного интрузивного тела северо-западного простирания позднелопийского возраста.

Полезная толща месторождения сложена темно-серыми, почти черными, преимущественно среднезернистыми габбро-диабазами, среди которых отмечаются мелкозернистые, крупнозернистые, реже гигантозернистые разновидности. На флангах месторождения отмечаются преимущественно тонко- и мелкозернистые разновидности.

Минеральный состав габбро-диабазов: моноклинный пироксен – 36 %, амфибол – 15 %, плагиоклаз – 40 %, кварц – 1–2 %, рудные до 15 %, биотит до 3 %, эпидот, апатит – ед. зерна [Пироженко, 2008ф⁶].

Породы месторождения характеризуются интенсивно развитой трещиноватостью. Трещины основных систем в основном прямолинейные, открытые. Мелкие трещины – нитевидные, волосовидные, извилистые, перемежающиеся между собой, часто оперяют трещины основных систем. По плоскостям трещин развиты гидрокислы железа, хлорит, серицит, карбонат. На рис. 4.49 представлена диаграмма трещиноватости месторождения Южно-Хакосельское.

Исходные габбро-диабазы имеют предел прочности в сухом состоянии – 163–223 МПа, предел прочности в водонасыщенном состоянии – 124–183 МПа, снижение прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 7–32 %,

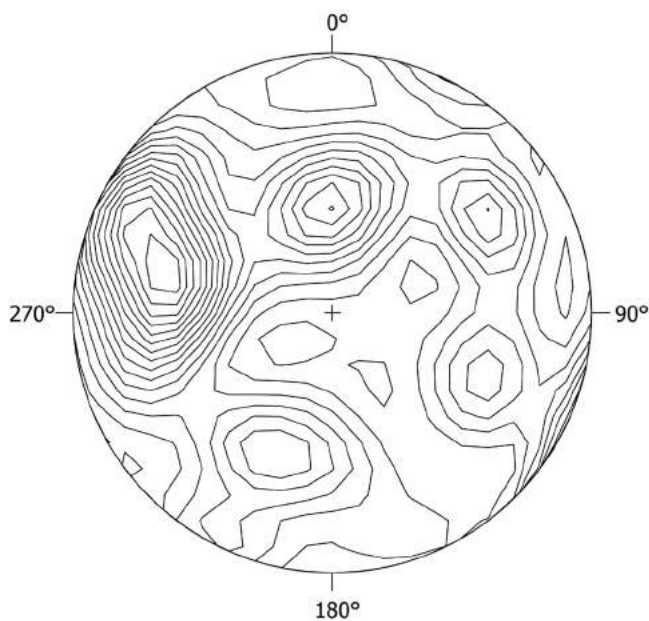


Рис. 4.48. Диаграмма трещиноватости гранитов месторождения Калалампи. 53 замера (исходные данные [Борисова, 2004ф])

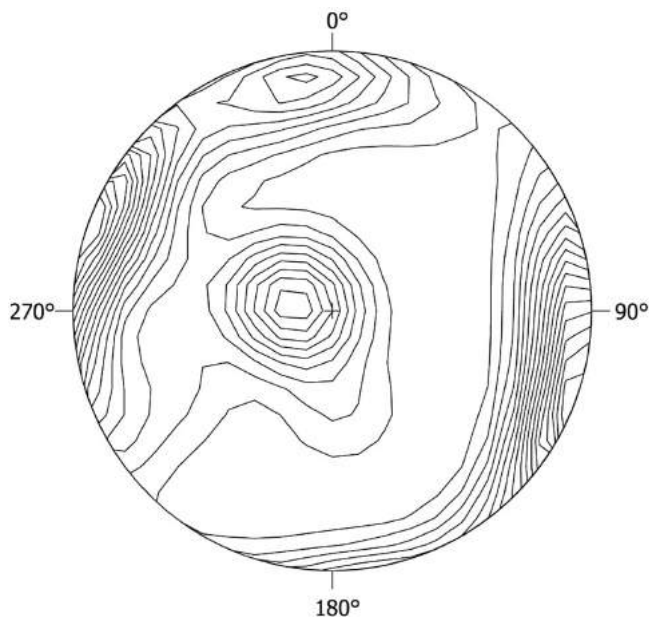


Рис. 4.49. Диаграмма трещиноватости габбро-диабазов месторождения Южно-Хакосельское. 36 замеров (исходные данные [Борисова, 2004ф])

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

среднюю плотность – 3,07–3,17 г/см³, истинную плотность – 3,09–3,18 г/см³, пористость – 0,31–0,96 %, водопоглощение – 0,06–0,11 %, истираемость – 0,16–0,17 г/см².

Щебень из габбро-диабазов характеризуется следующими физико-механическими показателями: марка по дробимости 1400, марка по истираемости И1, содержание в щебне зерен лещадной формы – 2,58–16,14 %, содержание зерен слабых пород – 0–1,39 %, содержание пылевидных, илестых и глинистых частиц – 0,11–0,22 %, морозостойкость F100–F150, истинная плотность – 3,14 г/см³, средняя плотность – 3,08–3,10 г/см³, насыпная плотность – 1402–1502 кг/м³, водопоглощение – 0,05–0,28 %, сопротивление удару на копре ПМ 1152 (для фракции 20–40 мм).

Удельная эффективная активность естественных радионуклидов – до 43 Бк/кг.

Щебень месторождения пригоден в качестве сырья для строительных работ, для устройства покрытий, оснований и дополнительных слоев оснований автомобильных дорог и аэродромов, для укрепления обочин автодорог и для балластного слоя железнодорожного пути. Пески из отсевов дробления могут быть использованы как материалы для строительных работ.

Запасы габбро-диабазов месторождения Южно-Хакосельское составляют по категории С₁ – 5478 тыс. м³, по категории С₂ – 21350 тыс. м³.

Проявление Высота 248 расположено в 34 км к северо-западу от пос. Поросозеро (Суоярвский р-н). С юга-юго-запада проявление ограничено грунтовой дорогой. Расстояние до станции погрузки (ст. Поросозеро) – 34 км.

Проявление представлено коренными выходами средне-крупнозернистых, светло-серых, светло-коричневых гранитов с большим количеством жилок (кварцевых, амфиболитовых, пегматитовых, аплитовых), с редкими поверхностными трещинами, видимые расстояния между которыми от 0,3 до 4 м. С северо-востока и юго-запада плагио-микроклиновые граниты контактируют с неполностью расчлененным комплексом ранних архейских интрузий, представленных гнейсо-гранитами, гнейсо-гранодиоритами и гнейсо-диоритами.

Размеры перспективной площади – 0,6 км². Средняя мощность полезной толщи – 15 м. Примерные ресурсы – 9 млн м³. Перспективы увеличения ресурсов – за счет продолжения высоты на северо-восток [Шеков, 2005ф].

Проявление Хуаблампи расположено в 4 км к северу по грунтовой дороге с улучшенным покрытием Суоярви – Поросозеро от ж.-д. станции и пос. Костомукса, в 0,5 км на восток от железной дороги.

В пределах проявления развиты лопийские анатектит-граниты, представленные в основном плагио-микроклиновыми гранитами, в меньшей степени – микроклин-плагиоклазовыми гнейсо-гранитами; породы янгозерской свиты ятулийского надгоризонта нижнего карелия, представленные кварцевыми и серицит-кварцевыми песчаниками, кварцитопесчаниками; незначительно распространены реликтовые участки раннеархейских гранодиоритов.

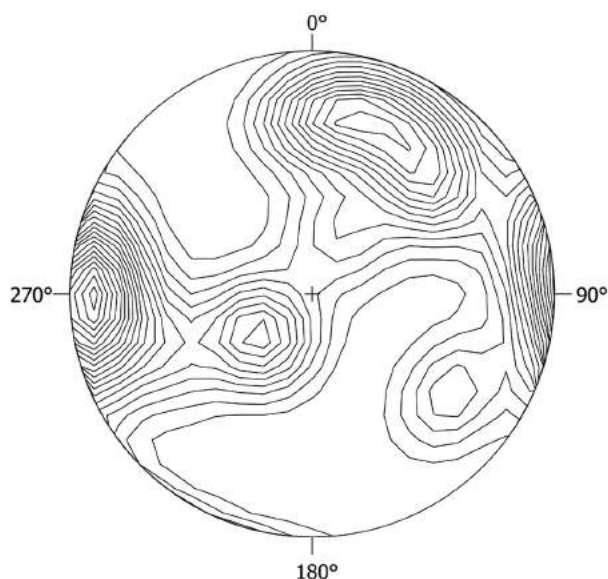


Рис. 4.50. Диаграмма трещиноватости гнейсо-гранитов проявления Хуаблампи. 17 замеров (исходные данные [Борисова, 2004ф])

Граниты и гнейсо-граниты плагио-микроклиновые розовые и светло-розовые, иногда на поверхности буроватые, слабо выветрелые, от среднезернистых до средне-крупнозернистых, с более крупными вкрапленниками розового микроклина (до 1–2 см). Отмечаются мелкие (до 20–30 см) пегматоидные обособления и участки окварцевания [Борисова, 2004ф].

Трещиноватость в породах – от слабой до сильной (расстояния между трещинами от 5–20 см до 1–3 м), иногда отмечаются микротрещины и катаклаз. На рис. 4.50 представлена диаграмма трещиноватости пород проявления.

Граниты проявления характеризуются следующими физико-механическими показателями: предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 68 МПа, средняя плотность – 2,62 г/см³, истинная плотность – 2,66 г/см³, пористость – 1,5 %, водопоглощение – 0,23 %, удельная эффективная активность естественных радионуклидов – 213–224 Бк/кг.

Проявление Ирутъярви расположено в 1,2 км на юго-запад по грунтовой дороге от ж.-д. станции Костомукса и в 2,2 км от пос. Костомукса. Железная дорога проходит в 1 км восточнее.

Проявление расположено в пределах лопийского массива анатектит-гранитов, включающего реликты более древних образований: мигматитов, плагиогнейсо-гранитов и плагиогранитов, гранодиоритов и гнейсо-гранодиоритов. Отмечаются единичные дайки габбро-амфиболитов и габбро-диабазов.

Гнейсо-граниты и граниты плагиомикроклиновые представлены розовато-серыми, серо-розовыми, серыми до светло-серых, розово-красными, среднезернистыми до неравномернозернистых, иногда порфиридовидными разностями с тонкими кварцевыми прожилками [Борисова, 2004ф].

Удельная трещиноватость колеблется от 0 до 1,91 м/м². Диаграмма трещиноватости приведена на рис. 4.51.

Граниты проявления имеют предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 32 МПа, среднюю плотность – 2,7 г/см³, истинную плотность – 2,75 г/см³, пористость – 1,82 %, водопоглощение – 0,20 %, удельную эффективную активность естественных радионуклидов – 152 Бк/кг.

Проявление Риутта расположено в 5 км на северо-запад по грунтовой дороге от ж.-д. станции и пос. Найстенъярви, в 0,3–1 км на восток от грунтовой дороги с улучшенным покрытием Суоярви – Поросозеро.

Проявление сложено разновозрастными гранитоидами: гранитами и гнейсо-гранитами ($\alpha\gamma L^{1-2}$), мигматитами ($m\gamma AR$), гранодиоритами ($m\gamma \delta S$).

Наиболее перспективны западная и восточная площади проявления. На западной площади развиты граниты лопийского возраста, представленные серовато-розовыми крупно-среднезернистыми участками, порфиридовидными породами с кварцевыми и кварц-микроклиновыми прожилками мощностью до 3 см. Отдельность пород глыбовая (до 2,4 × 2,1 × 1,0 м). Радиоактивность 11–21 (до 28) мкр/час. В пределах восточной площади развиты теньевые мигматиты плагиомикроклинового состава, от розовато-серых до розовых, среднезернистые и среднекрупнозернистые. Радиоактивность пород 14–18 мкр/час. Удельная трещиноватость пород составляет 1,16–2,54 м/м² (в среднем 1,47 м/м²) [Борисова, 2004ф]. На рис. 4.52 представлена диаграмма трещиноватости пород проявления.

Граниты проявления имеют предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 50 МПа, среднюю плотность – 2,66 г/см³, истинную плотность – 2,69 г/см³, пористость – 1,13 %, водопоглощение – 0,28 %, удельную эффективную активность естественных радионуклидов – 311 Бк/кг.

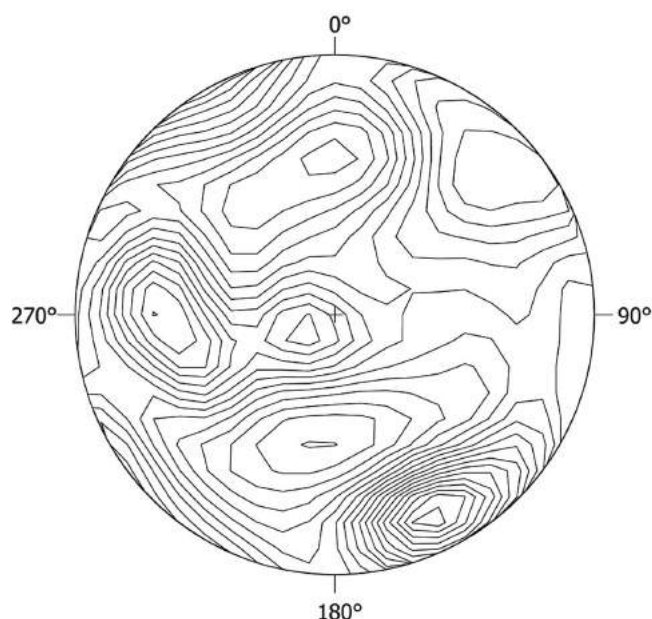


Рис. 4.51. Диаграмма трещиноватости гнейсо-гранитов проявления Ирутъярви. 76 замеров (исходные данные [Борисова, 2004ф])

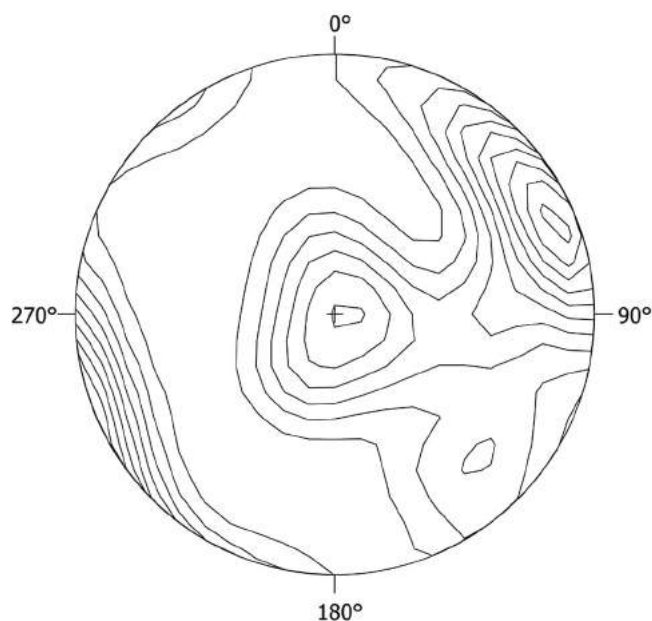


Рис. 4.52. Диаграмма трещиноватости гнейсо-гранитов проявления Риутта. 24 замера (исходные данные [Борисова, 2004ф])

Проявление Паяярви расположено в 8 км на запад по грунтовой дороге от ж.-д. станции и пос. Найстенъярви (из них 4 км по дороге с улучшенным покрытием Суоярви – Поросозеро). Улучшенная дорога проходит в южной части площади.

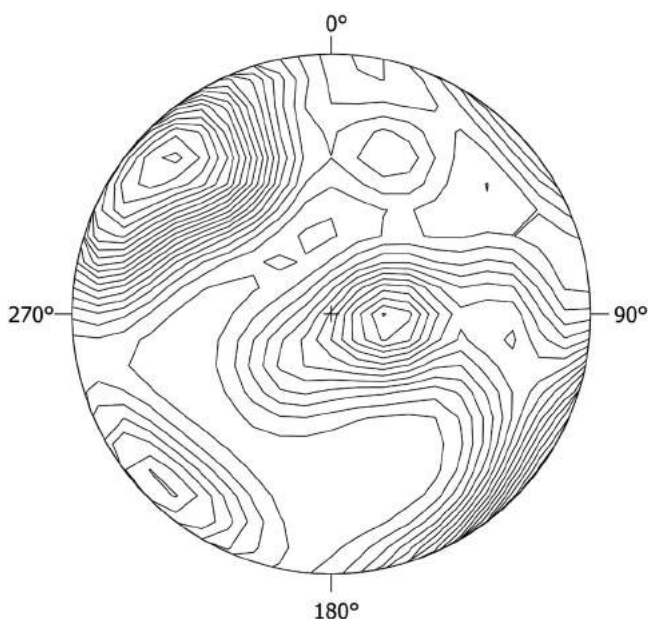


Рис. 4.53. Диаграмма трещиноватости гранитов проявления Паяярви. 20 замеров (исходные данные [Борисова, 2004ф])

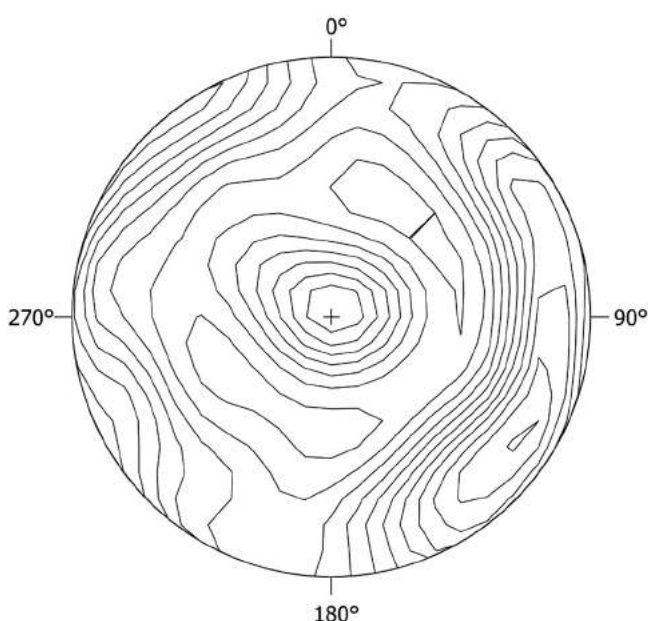


Рис. 4.54. Диаграмма трещиноватости гранитов проявления Тумасозеро. 86 замеров (исходные данные [Борисова, 2004ф])

На проявлении преимущественно развиты лопийские анатектит-граниты, в подчиненном количестве присутствуют теневые мигматиты, микроклин-плагиоклазовые гнейсо-граниты, позднелопийские габброиды и гнейсы, сланцы суккозерской свиты.

Гранитоиды проявления представлены гранитами (плагиомикроклиновыми и микроклин-плагиоклазовыми) и плагиогранитами серовато-розовыми, розовыми, крупно- и среднезернистыми, с участками пегматоидных гранитов и тонкими кварцевыми прожилками. Текстура гранитоидов от массивной до пятнистой и пятнисто-полосчатой. Удельная трещиноватость пород меняется от 0,5 до 1,13 м/м² [Борисова, 2004ф]. Диаграмма трещиноватости приведена на рис. 4.53.

Граниты проявления имеют следующие физико-механические показатели: предел прочности при сжатии в сухом состоянии – 94 МПа, предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 66 МПа, снижение прочности при сжатии породы в водонасыщенном состоянии – 29 %, морозостойкость – F35, средняя плотность – 2,64 г/см³, истинная плотность – 2,68 г/см³, пористость – 1,49 %, водопоглощение – 0,22 %, удельная эффективная активность естественных радионуклидов – 144 Бк/кг, истираемость – 0,14 г/см².

Проявление Тумасозеро находится в 9 км на северо-запад от ж.-д. станции Костомукса и пос. Костомукса. На участке имеются хорошие лесные грунтовые дороги.

Проявление расположено в пределах лопийского массива анатектит-гранитов, сложенного преимущественно плагиомикроклиновыми гранитами (70 %) и микроклин-плагиоклазовыми гнейсо-гранитами (30 %). В северо-западной части площади отмечается мелкое тело позднелопийских габброидов, в южной – реликты раннеархейских гранитоидов.

Граниты и гнейсо-граниты серовато-розовые, среднезернистые до среднекрупнозернистых, слабо трещиноватые. Удельная трещиноватость колеблется от 0 до 1,48 м/м² [Борисова, 2004ф]. На рис. 4.54

представлена диаграмма трещиноватости гранитов проявления.

Граниты проявления имеют предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 44 МПа, среднюю плотность – 2,61 г/см³, истинную плотность – 2,64 г/см³, пористость – 1,14 %, водопоглощение – 0,25 %, удельную эффективную активность естественных радионуклидов – 39 Бк/кг.

Месторождения и проявления Муезерского района

Месторождения облицовочного камня (лицензии): Черногорское. Месторождения строительного камня (лицензии): Бабья Губа, Северный, Каменистый-1, Глариантовское, Метчанг-Ярви-2, Руголампи, Расиалампи, Ушкальское. Перспективные проявления облицовочного камня: Барышнаволоок, Колонгъярви, Чангас, Суккозерское, Бархатовское, Ключина гора, Норарвиярви. Перспективные проявления строительного камня: Кимовара, Тумба, Сяксыярви, Ругоярви. Требуют дальнейшего изучения: Емельяновское, Килкомыс, Горелый мост, Брусничное-1, Бол. Кушкари, Кобивара.

Черногорское месторождение расположено в 23 км по дороге от ж.-д. станции Тикша и в 44 км от ж.-д. станции и пос. Ледмозеро.

Месторождение приурочено к крыльям Чирка-Кемской синклинали, породы которой имеют существенно диабазовый состав и относятся к Летегубскому лейкодиабазовому силлово-дайковому комплексу раннепротерозойских (раннекарельских) интрузий.

Породы месторождения представлены амфиболитами темно-серого до черного цвета с зеленоватым оттенком, мелкозернистыми, средне-мелкозернистыми до средне-крупнозернистыми и крупнозернистыми. Текстура пород массивная, участками сланцеватая. Азимут простирания сланцеватости 85°, 115°, азимут падения 5°, угол падения 70° [Кевель, 2011ф].

Амфиболиты представлены тремя разновидностями: актинолитового, кварц-актинолитового и альбитового состава. Переходы между разновидностями постепенные.

Минеральный состав актинолитового амфиболита: актинолит – 85–90 %, кварц – 10–15 %, единичные зерна эпидота и альбита. Кварц-альбитовый амфиболит состоит из 70–75 % актинолита, 25–30 % кварца, единичных зерен эпидота и альбита. Минеральный состав альбитового амфиболита: актинолит – 70–80 %, альбит – 20 %, кварц + эпидот – около 5 %.

Амфиболиты месторождения имеют предел прочности при сжатии в сухом состоянии – 194–200 МПа, предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 130–192 МПа, среднюю плотность – 2,954–3,12 г/см³, водопоглощение – 0,021–0,027 %, истинную плотность – 2,963–3,122 г/см³, пористость – 0,08–0,32 %, снижение прочности при водонасыщении – 15,2 %.

Качественные показатели амфиболитов отвечают требованиям ГОСТа для производства облицовочных, архитектурно-строительных, мемориальных и других изделий.

Удельная трещиноватость пород составляет в среднем 0,92 м/м².

Запасы амфиболитов по категории С₂ составляют 16724,5 тыс. м³.

Месторождение Бабья Губа расположено в 7 км к северо-западу от пос. Ледмозеро.

Полезная толща месторождения мощностью от 29,9 до 44,4 м (средняя 37,15 м) представлена гнейсо-гранодиоритами позднеархейского возраста. Гнейсо-гранодиориты – это неравномернозернистые, преимущественно среднезернистые породы розовато-серого цвета, гнейсовидной текстуры, с наложенным микроклиновым порфиروبластезом, прожилками плагиомикроклиновых пегматитов. С поверхности породы подвергнуты незначительному выветриванию на глубину 2–3 см [Рогозов, 2008ф].

Минеральный состав гнейсо-гранодиоритов: плагиоклаз – 40–50 %, микроклин – 15–20 %, редко до 30 %, кварц – 20–25 %, редко до 35 %, биотит – 10–15 %; вторичные минералы – эпидот, серицит, карбонат; акцессорные – сфен.

Исходные горные породы имеют предел прочности при сжатии в сухом состоянии – 111–133 МПа, в водонасыщенном состоянии – 95–111 МПа, истинную плотность – 2,658–2,811 г/см³, водопоглощение – 0,084–0,3 %.

Щебень из гнейсо-гранодиоритов характеризуется следующими физико-механическими показателями: истинная плотность 2,74 г/см³, насыпная плотность 1,23–1,34 г/см³, водопоглощение 0,3–1,1 %, пористость 1,1–2,4 %, содержание зерен пластинчатой и игловатой формы 11,0–26,5 %, содержание зерен слабых пород в щебне 5,1 %, содержание пылевидных и глинистых частиц 0,07–0,1 %, марка щебня по прочности 1000–1200, марка по истираемости И1, марка по морозостойкости F150–F200, марка по сопротивлению удару У-75, удельная эффективная активность 219 Бк/кг.

Запасы строительного камня на месторождении Бабья Губа составляют по категории С₁ – 12896 тыс. м³, категории С₂ – 5441 тыс. м³.

Месторождение Северный находится в 2 км к югу от ж.-д. станции Ледмозеро.

Месторождение приурочено к колвасозерскому мигматит-плагиогранитовому комплексу, относящемуся к нерасчлененному саамско-нижнелопийскому подразделению.

Полезная толща месторождения сложена плагиогранитами, гнейсоплагиогранитами и мигматит-гранитами, отличающимися друг от друга степенью огнейсованности и имеющими постепенные переходы между собой. Породы в различной степени мигматизированы и имеют гнейсовидную или полосчатую, реже массивную текстуру, мелко- и среднезернистую порфиروبластическую структуру.

Минеральный состав гранитов: микроклин – 35–80 %, плагиоклаз – 5–25 %, кварц – 20–35 %, биотит – 1–10 %, амфибол – 0–8 %, мусковит – 0–4 %, эпидот-цоизит – 0–4 %, акцессорные – апатит, сфен, ортит, циркон, магнетит [Захаров, 2007ф].

Исходные плагиограниты месторождения характеризуются следующими физико-механическими показателями: средняя плотность – 2,64–2,75 г/см³, предел прочности при сжатии в сухом состоянии – 950–1000 кг/см², предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 980–1320 кг/см².

Гнейсоплагиограниты имеют среднюю плотность – 2,63–2,7 г/см³, истинную плотность – 2,67–2,75 г/см³, предел прочности при сжатии в сухом состоянии – 950–1000 кг/см², предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 900–910 кг/см².

Мигматит-граниты имеют среднюю плотность – 2,8–2,83 г/см³, водопоглощение – 0,1–0,2 %, предел прочности при сжатии в сухом состоянии – 900–1300 кг/см², предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 870–1240 кг/см².

Щебень из пород месторождения характеризуется высокими физико-механическими показателями: марка по дробимости – 1200–1400, по морозостойкости – F400, по истираемости И1–И2, содержание зерен лещадной формы – 5–6 %, насыпная плотность – 1250–1350 кг/м³, истинная плотность – 2,68–2,75 г/см³, средняя плотность – 2,61–2,66 г/см³, водопоглощение – 0,4–1,4 %.

Удельная эффективная активность естественных радионуклидов изменяется от 142 до 305 Бк/кг.

Запасы строительного камня на месторождении Северный составляют по категории С₁ – 17445 тыс. м³, по категории С₂ – 14589 тыс. м³.

Месторождение Каменистый-1 находится в 6 км на юго-запад от пос. Ледозеро.

Месторождение расположено в поле развития саамско-лопийских гранитоидов Колвасозерского мигматит-плагиогранитового комплекса, представленных микроклин-плагиоклазовыми, плагиогранитами, редко плагиомикроклиновыми гранитами нормального ряда с жилками пегматоидных и мелко-среднезернистых гранитов.

Плагиограниты, микроклин-плагиоклазовые (реже плагиомикроклиновые) граниты, слагающие полезную толщу месторождения, отличаются друг от друга степенью огнейсованности и имеют постепенные переходы между собой. Породы в различной степени мигматизированы и имеют гнейсовидную или массивную текстуру, мелко-, средне- и крупнозернистую порфировидную структуру. Цвет пород от светло-серого, серого до темно-серого, зеленовато-серого и серо-розового. По содержанию в гранитах слюд выделяются две разновидности: биотитовые граниты и двуслюдястые (лейкограниты).

Минеральный состав гранитов: микроклин – 20–35 %, плагиоклаз – 30–50 %, кварц – 20–35 %, биотит, мусковит – 1–10 %, акцессорные – апатит, сфен [Кевель, 2010ф].

Исходные граниты месторождения имеют предел прочности при сжатии в сухом состоянии – 84–125 МПа, предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 88–102 МПа, снижение прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 15,4 %, истинную плотность – 2,74–2,77 г/см³, среднюю плотность – 2,65–2,69 г/см³, пористость – 2,91–3,29 %, водопоглощение – 0,1–0,2 %.

Щебень из гранитов месторождения характеризуется следующими физико-механическими показателями: марка по дробимости 800–1200, марка по истираемости И1–И2, марка по морозостойкости F300–F400, марка по сопротивлению У–75, содержание лещадных зерен – 42,2–58,7 %, содержание слабых зерен – 0–3,6 %, содержание пылевидных и глинистых частиц – 0,02–0,2 %, сопротивление удару – 882,1–920,8 ед.

Удельная эффективная активность естественных радионуклидов изменяется от 157 до 219 Бк/кг.

Запасы гранитов на месторождении Каменистый-1 составляют по категории С₁ – 18803 тыс. м³, по категории С₂ – 29284 тыс. м³.

Гларантовское месторождение расположено в 7–9 км к северо-западу от пос. Муезерский.

В геологическом строении месторождения участвуют метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования янгозерского горизонта ятулийского надгоризонта нижнего карелия и габбро-диабазы верхнего карелия нижнего протерозоя.

Габброиды дифференцированы от равномернозернистых меланократовых темно-серых, черных с зеленоватым оттенком разновидностей до лейкократовых разновидностей серого цвета. Минеральный со-

став габбро-диабазов: плагиоклаз – 50–70 %, роговая обманка – 15–40 %, кварц – 3–4 %, эпидот – 3–6 %, биотит – 2–4 %, сфен – 1–6 %, апатит – 0,5 %. Для габброидов характерна среднезернистая офитовая структура с характерным развитием удлиненных лейст плагиоклаза и амфибола. Участками содержание эпидота до 30 %, биотита до 15 %, кварца 5–15 % (в лейкократовых габбро-диоритах) [Пироженко, 2008ф^а].

Кварциты и кварцитопесчаники месторождения содержат кварц 85–95 %, кварц-серицитовый цемент 5–15 %. Зерна кварца размером 0,5–2 мм слабо окатанные.

Щебень из габбро-диабазы характеризуется высокими показателями: марка щебня по дробимости 1400, марка по истираемости И1, марка по морозостойкости F100 – F150, сопротивление удару на копре ПМ – 566, устойчивость структуры щебня против распадов – 1–1,7 %, средняя плотность – 3 г/см³, насыпная плотность – 1328–1400 кг/см³, водопоглощение – 0,3 %, лещадность – 3,5–25 %, содержание пылевидных и глинистых частиц – 0,11–0,27 %, содержание слабых зерен – 0–3,8 %. Щебень из габбро-диабазов может быть использован в качестве сырья для строительных работ, для устройства покрытий, оснований и дополнительных слоев оснований автомобильных дорог и оснований аэродромов, для укрепления обочин автомобильных дорог и для балластного слоя железнодорожного пути.

Щебень из кварцита имеет более низкие прочностные показатели (вследствие отбора проб из зоны выветривания): марка по дробимости 600, марка по истираемости И2, марка по морозостойкости F25, сопротивление удару на копре ПМ – 359, устойчивость структуры щебня против распадов – 1–3 %, средняя плотность – 2,6 г/см³, насыпная плотность – 1240–1300 кг/см³, лещадность – 22–25 %, содержание пылевидных и глинистых частиц – 0,1–0,3 %. Щебень из кварцитов пригоден в качестве сырья для строительных работ.

Удельная эффективная активность естественных радионуклидов для габброидов 93 Бк/кг, для кварцитов 79 Бк/кг.

Запасы строительного камня на месторождении Гларантовское составляют по категории С₁ – 22081 тыс. м³, по категории С₂ – 64150 тыс. м³.

Месторождение Метчанг-Ярви-2 расположено в 20 км к востоку от ж.-д. станции Суккозеро и связано с ней грунтовой дорогой.

Полезная толща месторождения общей мощностью от 135 до 250 м представлена кварцитами и кварцитопесчаниками янгозерского горизонта нижнего ятулия. Состоит из пяти пачек мощностью от 4 до 140 м, представленных переслаивающимися мелко- и среднезернистыми кварцитопесчаниками и кварцитами белого, серого, розовато-серого и темно-серого цвета, различающихся количественными соотношениями и характером переслаивания кварцевых пород. Границы между пачками в основном постепенные.

Породы полезной толщи слагают северо-восточное крыло узкой антиклинали, имеют выдержанное простирание на северо-запад 330–340°, падение пород северо-восточное под углами от 30° на юго-востоке до вертикального на северо-западе [Минерально-сырьевая..., 2006].

Минеральный состав кварцитов: кварц – 94–96 %, серицит – 1–2 %, гематит – единичные зерна. Кварцитопесчаники содержат кварц – 55–80 %, серицит – 15–30 %, гематит – 5–15 %. В породах месторождения слабо развиты вторичные изменения: хлоритизация, окварцевание, осветление пород вдоль трещин и с поверхности обнажений, лимонитизация. Развиты многочисленные кварцевые жилы и прожилки мощностью от долей см до 10 см [Задков, 1991ф].

На месторождении утверждены запасы и определены кондиции кварцита при использовании в двух направлениях: для производства огнеупорного порошка и декоративного щебня. Установлена возможность использования отсевов щебеночного производства в качестве фильтровальных материалов [Бубнова, Скамницкая, 2010].

По результатам испытания футеровочных масс для индукционных печей с использованием кварцитов Метчанг-Ярви-2 установлено, что футеровочная масса на базе кварцитов месторождения не уступает, а даже превосходит по стойкости апробированную шведскую футеровку (стойкость тигля составила 210–306 плавов в сравнении со стойкостью 200 плавов тигля со шведской массой «Радинит ДФД») [Задков, 1991ф].

Кварциты, кварцитопесчаники месторождения имеют близкий удельный вес – 2,65–2,71 г/см³ и объемную массу – 2,53–2,79 г/см³, низкое водопоглощение – 0,1–0,3 %, высокую морозостойкость – F100–F150. В целом породы месторождения имеют высокую прочность – большинство испытанных образцов имеет прочность в пределах 80–250 МПа. Удельная эффективная активность естественных радионуклидов составляет 25 Бк/кг.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Щебень из пород месторождения характеризуется в среднем маркой по дробимости не ниже 600, содержание зерен лещадной формы не более 50 %.

Запасы кварцитов для декоративного щебня по категории А + В + С₁ составляют 999 тыс. м³, по категории С₂ – 628 тыс. м³.

Месторождение Руголампи расположено в 8 км к югу от поселка и ж.-д. станции Суккозеро.

Месторождение сложено плагиогнейсо-гранитами и плагиогранитами Колвасозерского мигматит-плагиогранитового комплекса архейского возраста.

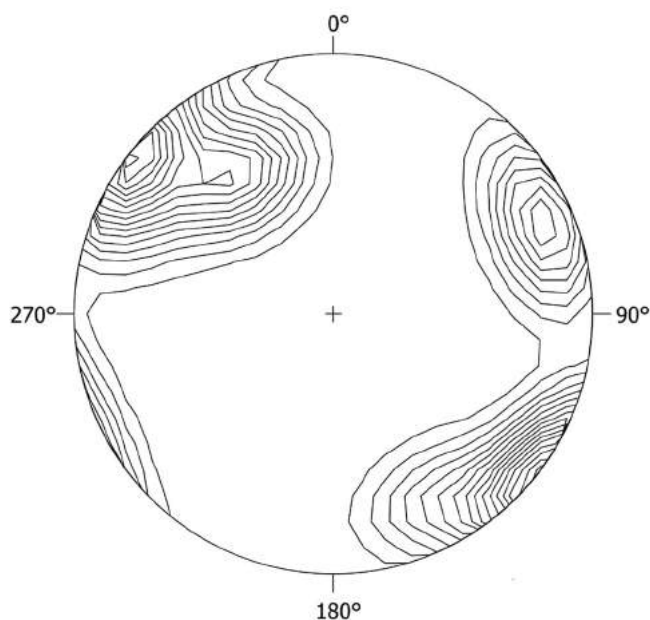


Рис. 4.55. Диаграмма трещиноватости гранитов месторождения Руголампи. 9 замеров (исходные данные [Борисова, 2004ф])

Гнейсо-граниты представляют собой светло-серые, серые мелко-среднезернистые породы гнейсовидной, гнейсовидно-полосчатой текстуры. Минеральный состав гнейсо-гранитов: плагиоклаз – 60 %, кварц – 30 %, биотит – 7–10 %, мусковит – 1–2 %, микроклин – 1–2 %, эпидот, кальцит, сфен, апатит [Дегтярев, 2007ф³]. Граниты, представленные в основном альбитизированными и микроклинизированными плагиогранитами, залегают в восточной части месторождения. Граниты состоят из плагиоклаза – 20–65 %, кварца – 30–35 %, микроклина – 3–5 % (редко до 35 %), биотита – 1–2 %, серицита, мусковита – 0,5–3 %, эпидота, хлорита – доли %, акцессорных – апатита, сфена, циркона, турмалина, рудных.

На рис. 4.55 представлена диаграмма трещиноватости гранитов месторождения.

Щебень из гнейсо-гранитов и гранитов характеризуется следующими физико-механическими показателями: истинная плотность – 2,6–2,65 г/см³, средняя плотность – 2,49–2,62 г/см³, водопоглощение – 0,6–3,7 %, марка по дробимости 800–1400, марка по истираемости И1–И2, марка по морозостойкости F120–F300, содержание лещадных зерен – 14,4–28,1 %, содержание слабых зерен – 0–4,3 %, содержание пылеватых, илистых и глинистых частиц – 0,02–0,11 %.

Щебень пригоден в качестве заполнителя для тяжелых бетонов, а также для дорожных и других видов строительных работ.

Запасы строительного камня на месторождении Руголампи составляют по категории С₁ – 21326 тыс. м³, по категории С₂ – 82683 тыс. м³.

Месторождение Расиалампи расположено в 12 км к юго-востоку от ж.-д. станции Руголампи.

В строении месторождения принимают участие гнейсо-граниты ранне-позднеархейского мигматит-диорит-плагиогранитового комплекса и граниты мигматит-анатектит-гранитового комплекса лопия.

Гнейсо-граниты олигоклазовые, микроклин-олигоклазовые розовато-серого, серого цвета, мелко-крупнозернистого строения, массивной и гнейсовидной текстуры. Минеральный состав гнейсо-гранитов: плагиоклаз – 36–65 %, микроклин – 0–5 %, кварц – 31–52 %, биотит – 3–11 %, мусковит – 0–3 %, эпидот – 0–3 %, хлорит, серицит, акцессорные – апатит, циркон, сфен, магнетит, ортит, сульфиды [Дегтярев, 2006ф].

Граниты плагиомикроклиновые, микроклин-плагиоклазовые, розовато-серого цвета, от мелкозернистой до пегматоидной структуры, массивной текстуры. Граниты состоят из плагиоклаза – 25–45 %, микроклина – 25–35 %, кварца – 30–35 %, биотита – 3–5 %, мусковита – 1–3 %, хлорита – доли %, рудных – до 1 %, акцессорных – ортита, апатита, рутила, карбоната, эпидота.

Удельная эффективная активность естественных радионуклидов 75–136 Бк/кг.

По своим характеристикам породы близки между собой и представляют один технологический тип.

Исходные гнейсо-граниты имеют истинную плотность – 2,69–2,72 г/см³, среднюю плотность – 2,67–2,69 г/см³, водопоглощение – 0,17–0,22 %, пористость – 0,74–1,47 %, предел прочности при сжатии в сухом состоянии – 96–205 МПа, предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 92–117 МПа, снижение прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 18–26 %, истираемость – 0,12–0,14 г/см², морозостойкость 50 циклов.

Граниты имеют истинную плотность – 2,74 г/см³, среднюю плотность – 2,7 г/см³, водопоглощение – 0,17 %, пористость – 1,46 %, предел прочности при сжатии в сухом состоянии – 85 МПа, предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 59 МПа, снижение прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 30 %, морозостойкость 50 циклов, истираемость – 0,16 г/см².

Щебень из пород месторождения характеризуется высокими физико-механическими показателями: марка по дробимости 1000–1400, марка по морозостойкости F50–F100, марка по истираемости И1, количество лещадных зерен – 6,73–24,13 %, количество зерен слабых пород – 0–6,93 %, количество пылевидных и глинистых частиц – 0,09–0,23 %.

Щебень пригоден в качестве сырья для строительных работ, для устройства покрытий, оснований и дополнительных слоев оснований автомобильных дорог и оснований аэродромов.

Запасы строительного камня на месторождении Расиалампи составляют по категории С₁ – 7855 тыс. м³, по категории С₂ – 35739 тыс. м³.

Ушкальское месторождение расположено в 4,5 км от пос. Гимолы.

Месторождение включает в себя две массивные залежи: западный фланг месторождения приурочен к фрагменту крупной дайкообразной интрузии амфиболизированных габбро-диабазов позднелопийского возраста, восточный – к интрузивному телу позднелопийских гранитов.

Габбро-диабазы представляют собой черную, со слабым зеленоватым оттенком мелкозернистую породу массивной, участками нечетко сланцеватой текстуры. С поверхности габбро-диабазы слабовыветрелые. Минеральный состав габбро-диабазов: амфибол – 57–63 %, плагиоклаз – 17–19 %, биотит – 6–8 %, кварц – 3–5 %, эпидот – 3–8 %, рудные – 3 %, моноклинный пироксен – 2–8 %, акцессорные – сфен, апатит [Пироженко, 2007ф].

Удельная трещиноватость габбро-диабазов колеблется от 1,23 до 8,7 м/м², в среднем составляя 3,86 м/м².

Граниты светло-серые, розовато-серые, средне-крупнозернистые, участками мигматизированные, гнейсовидные, с пятнами и линзами пегматоидного состава, жилами микроклин-плагиоклазового пегматита, мощностью до 0,6 м. По составу преобладают плагиограниты, реже отмечаются микроклин-плагиоклазовые разности. Минеральный состав гранитов: плагиоклаз – 60 %, кварц – 27 %, биотит – 4 %, мусковит – 4 %, микроклин – 3 %, эпидот – 2 %, акцессорные – сфен, апатит.

Граниты трещиноватые (удельная трещиноватость до 3,44 м/м²), с поверхности осветлены, выветрелые, участками до дресвы (мощность до 3–7 см). По трещинам развиваются гидроокислы железа.

Исходные габбро-диабазы месторождения имеют предел прочности в сухом состоянии – 153–229 кг/см², предел прочности в водонасыщенном состоянии – 97–211 кг/см², среднюю плотность – 3,13–3,15 г/см³, истинную плотность – 3,15–3,16 г/см³, пористость – 0,95 %, водопоглощение – 0,05–0,07 %, истираемость – 0,18–0,2 г/см².

Плагиограниты месторождения имеют предел прочности в водонасыщенном состоянии – 92–116 кг/см², среднюю плотность – 2,69–2,7 г/см³, истинную плотность – 2,71–2,72 г/см³, пористость – 1,52 %, водопоглощение – 0,16–0,28 %.

Щебень из пород месторождения характеризуется высокими прочностными показателями: марка по дробимости 1400 – для габбро-диабазов, 1200 – для гранитов, по истираемости И1 для обеих разновидностей, по морозостойкости F50–F200; лещадность щебня из габбро-диабазы – 5,77–20,77 %, из гранита – 5,62–17,62 %; содержание пылевидных, илистых и глинистых частиц в щебне из габбро-диабазы – 0,11–0,23 %, насыпная плотность щебня из габбро-диабазы – 1332–1440 кг/м³.

Значение удельной эффективной активности естественных радионуклидов для габбро-диабазы составляет 40–66 Бк/кг, для плагиогранитов – 87–100 Бк/кг.

Запасы строительного камня (габбро-диабазы и граниты) на месторождении Ушкальское составляют по категории С₁ – 8407 тыс. м³, по категории С₂ – 20754 тыс. м³.

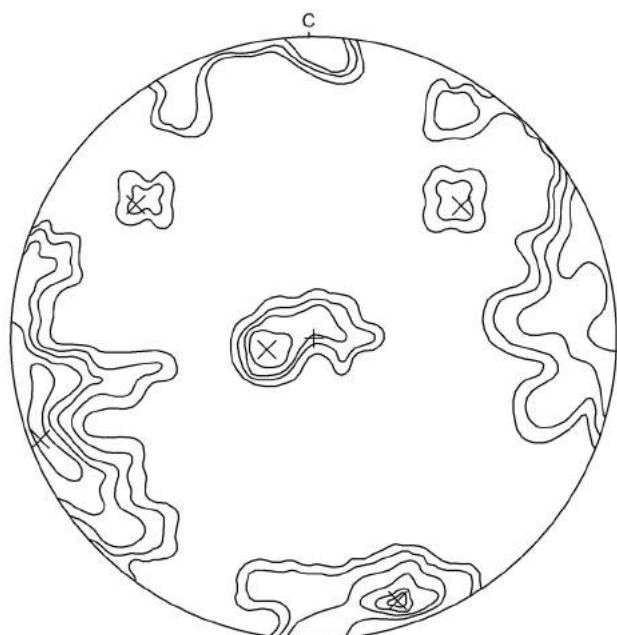


Рис. 4.56. Диаграмма трещиноватости гнейсо-гранодиоритов на проявлении Колонгъярви. 50 замеров [Рылеев, Пудовкин, 1980ф]

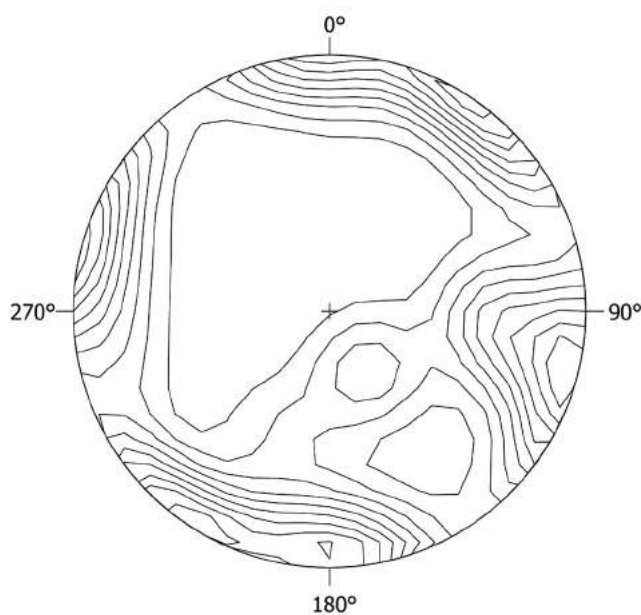


Рис. 4.57. Диаграмма трещиноватости гранитов проявления Чангас. 29 замеров (исходные данные [Борисова, 2004ф])

Проявление Колонгъярви расположено в 7 км южнее станции Ледозеро.

Сложено серыми среднезернистыми слабо порфировидными гнейсо-гранодиоритами с редкими мелкими зернами пирита. Порфиробласты представлены светло-серыми до белого цвета зернами плагиоклаза размером до 1 см по длинной оси. Кроме того, в породе встречаются микроклинизированные и эпидотизированные участки в виде полос толщиной до 5–10 см. Биотит образует скопления в виде коротких полос, линз и неправильных изогнутых пятен, вытянутых согласно с гнейсовидностью пород [Рылеев, Пудовкин, 1980ф]. Диаграмма трещиноватости гнейсо-гранодиоритов приведена на рис. 4.56.

Проявление Чангас расположено в 1,5 км на запад от оз. Чангас и в 1,5 км на север от развилки грунтовой дороги пос. Муезерский – пос. Лендеры (и железнодорожной ветви Суккозеро – Лендеры). В 5 км на юго-восток от участка находится ближайшая узловая ж.-д. станция Брусничная. С запада вблизи участка проходит грунтовая дорога на пос. Муезерский.

Проявление сложено архейскими гранитами, гнейсо-гранитами. Граниты плагиоклазовые, микроклин-плагиоклазовые, светло-серые, розовато-серые, мелко-среднезернистые, гнейсовидно-полосчатые, слабо полосчатые. Минеральный состав: полево шпат – 65 %, кварц – 25–27 %, биотит – 3–7 %, амфибол – 0–3 %. С поверхности граниты выветрелые, осветлены, по трещинам развиты гидрокислы железа. Трещиноватость неравномерная. Удельная трещиноватость в расчистках колеблется от 0,58 до 2,83 м/м² [Борисова, 2004ф]. Диаграмма трещиноватости гранитов приведена на рис. 4.57.

Граниты проявления имеют предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 54 МПа, среднюю плотность – 2,73 г/см³, истинную плотность – 2,76 г/см³, пористость – 1,09 %, водопоглощение – 0,20 %.

Суккозерское проявление расположено на западном берегу оз. Суккозера, в 1 км к югу от залива Курелахти. Выходы гранитных пород прослеживаются в виде полосы протяженностью 1,5 км при ширине 50–200 м. Граниты розово-серого цвета, смешанного полевошпатового состава [Борисов, 1963]. На рис. 4.58 представлена диаграмма трещиноватости гранитов проявления.

Граниты проявления имеют предел прочности при сжатии в сухом состоянии – 189–245 МПа, предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 110–159 МПа, сопротивление удару – 18, истираемость – 0,13 г/см², среднюю плотность – 2,65 г/см³, пористость – 1,22 %, водопоглощение – 0,46 % [Рылеев, Пудовкин, 1980ф].

Проявление Бархатовское расположено в 40 км к югу от пос. Тумба, в 56 км к северу от пос. Поросозеро, в 1 км к югу от бывшей дер. Витчаваара. С севера и востока проявление ограничено грунтовой дорогой пос. Поросозеро – пос. Тумба.

Проявление сложено породами янгозерской свиты нижнего протерозоя, представленными валунно-галечными гранитными конгломератами. С юга конгломераты контактируют с поздними нижнепротерозойскими плагио-микроклиновыми гранитами. По внешнему виду граниты представляют собой средне- крупнозернистые порфирированные породы сероватого, розового цвета, трахитоидные. С севера конгломераты контактируют с аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами нижнего протерозоя. Последние залегают трансгрессивно и иногда с угловым несогласием на гранитных конгломератах.

Конгломераты средне- крупнозернистые, розовато-красные, содержат гальку гранитного состава (размерами от 3 до 30–40 см), редкие кварцевые жилы (мощностью ~10 см). С поверхности сильно передроблены трещинами на клиновидные обломки. В уступе расстояния между трещинами пологий от 0,7 до 1,3 м. В крутопадающих системах расстояния между трещинами от 0,05 до 2 м и более [Шеков, 2005ф].

Размеры перспективной площади – 1,0 × 0,6 км ≈ 0,6 км². Средняя мощность полезной толщи – 10–15 м. Примерные ресурсы – 6 млн м³. Перспективы увеличения ресурсов – за счет продолжения выходов конгломератов на северо-запад.

Проявление Ключина гора расположено около пос. Ключина Гора, в 50 км северо-западнее пос. Поросозеро. Через проявление проходит тупиковая грунтовая дорога хорошего качества. Расстояние до станции погрузки (ст. Поросозеро) – 50 км.

Проявление представлено светлыми коричневато-серыми, средне-крупнозернистыми гнейсо-гранитами, приуроченными к области развития ранних архейских интрузий. С северо-востока комплекс пород проявления контактирует с породами нижней толщи беломорской серии, к которым условно отнесены биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и гранито-гнейсы, мигматизированные плагиоклазовыми и плагио-микроклиновыми гранитами. Диаграмма трещиноватости гнейсо-гранитов приведена на рис. 4.59.

Размеры перспективной площади – 0,3 км². Средняя мощность полезной толщи – 10 м. Примерные ресурсы – 3 млн м³. Перспективы увеличения ресурсов – за счет продолжения выходов на запад [Шеков, 2005ф].

Проявление Норрарвиарви расположено в 7 км южнее пос. Ключина Гора.

Проявление сложено серыми, розовато-серыми и реже красновато-серыми среднезернистыми порфирированными биотит-плагиоклаз-

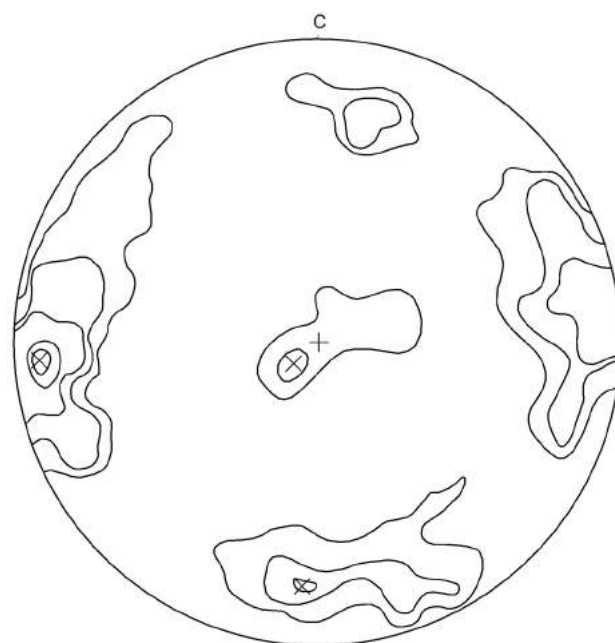


Рис. 4.58. Диаграмма трещиноватости гранитов на проявлении Суккозерское. 200 замеров [Рылеев, Пудовкин, 1980ф]

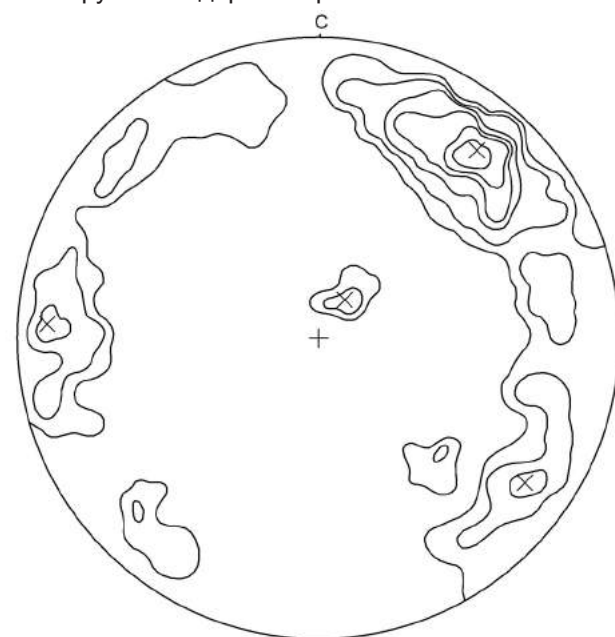


Рис. 4.59. Диаграмма трещиноватости гнейсо-гранитов на проявлении Ключина гора. 200 замеров [Рылеев, Пудовкин, 1980ф]

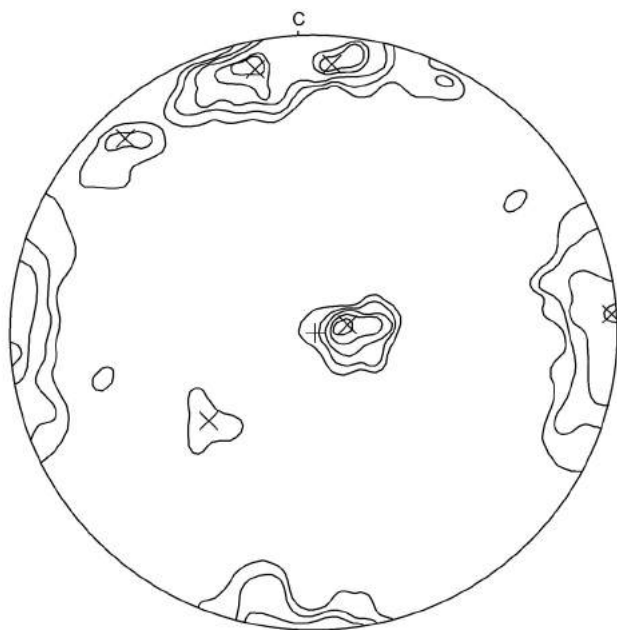


Рис. 4.60. Диаграмма трещиноватости гранитов на проявлении Норарвьярви. 154 замера [Рылеев, Пудовкин, 1980ф]

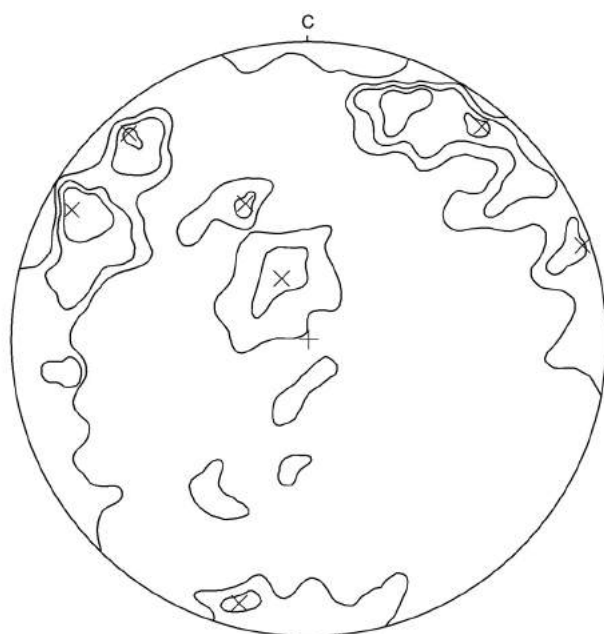


Рис. 4.61. Диаграмма трещиноватости гнейсо-гранитов на проявлении Кимовара. 200 замеров [Рылеев, Пудовкин, 1980ф]

водопоглощение – 0,22 % [Рылеев, Пудовкин, 1980ф]. Проявления Кимовара, Кобивара, Тумба – перспективны на добычу строительного камня. Диаграмма трещиноватости гнейсо-гранитов проявления Кимовара приведена на рис. 4.61.

Проявление Сяксъярви расположено в 2–2,5 км на северо-запад от оз. Суккозера, в 1,5 км на юг от оз. Сяксъярви и в 1–2,5 км на юг от железнодорожной ветки Суккозеро (Брусничная) – Лендеры.

Основная часть проявления сложена гранитами архейского возраста микроклин-плагиоклазового состава, светло-розового, розовато-серого цвета, мелко- крупно- среднезернистыми, слабо-гнейсовидной и гнейсовидной (азимут простирания 345°) текстуры. Граниты содержат пятна, линзы,

микроклиновыми гранитами, гранодиоритами. Порфировые вкрапленники представлены прямоугольными зернами микроклина бледно-розового и красного цвета. По трещинам породы интенсивно эпидотизированы. Гнейсовидность выражена параллельным расположением продолговатых зерен полевых шпатов и темноцветных минералов. В шлифах отмечаются бластогранитовые с элементами катакlastической и порфировидной структуры и массивные текстуры.

Состав пород непостоянный. Содержание микроклина колеблется от 1 до 17 %, плагиоклаза (№ 25–30) – до 40–45 %, кварца – 30–46 %, биотита – 5–6 %, эпидота – 2–3 %, мусковита – до 2 %. Удельная трещиноватость пород 0,33 м/м² [Рылеев, Пудовкин, 1980ф]. На рис. 4.60 представлена диаграмма трещиноватости гранитов проявления.

Проявления Барышнаволоков, Кимовара, Тумба, Брусничное-1, Бол. Кушкари, Кобивара расположены, соответственно, Барышнаволоков – в 20 км на юго-запад от пос. Пизьмагуба, на берегу оз. Нюк; Кимовара – в 600 м западнее пос. Кимовара; Тумба – в 1 км западнее пос. Тумба; Брусничное-1 – западнее ст. Брусничная; Бол. Кушкари – в 15 км на северо-восток от ст. Суккозеро; Кобивара – на полуострове Ройнавалок, в 4 км на северо-восток от пос. Ключина Гора. Породы, слагающие проявления, представлены серыми, светло-серыми, темно-серыми, реже розовато-серыми мелкозернистыми гнейсо-гранитами архейского возраста.

Минеральный состав: плагиоклаз – 42–53 %, микроклин – 9–19 %, кварц – 21–50 %, биотит – 4–7 %, амфибол – 2–16 %, рудный – 1–2 %. Структура пород гранитовая, гранобластовая, гранолепидобластовая, катакlastическая.

Проявление Барышнаволоков перспективно на добычу блоков. Гнейсо-граниты имеют предел прочности при сжатии в сухом состоянии – 106–146 МПа, предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 98–136 МПа, истираемость – 0,17 г/см², среднюю плотность – 2,67 г/см³, пористость – 0,6 %, водопоглощение – 0,22 % [Рылеев, Пудовкин, 1980ф].

прожилки (до 1 м) крупнозернистого пегматита – их содержание составляет до 30 %. Минеральный состав гранитов: полевой шпат – 60–65 %, кварц – 25–27 %, биотит – 7–10 %, гидроокислы железа, серицит, хлорит, сфен, кальцит, эпидот. Минеральный состав пегматита: полевой шпат – 70 %, кварц – 25 %, слюда – 1–2 %, гидроокислы железа < 0,5 %, сфен, кальцит. Присутствуют тонкие волнистые слойки, обогащенные биотитом, составляют 7–10 %. Радиоактивность – 11–15 мкр/час. В центральной части участка прослежены позднелопийские граниты розового цвета, крупно-среднезернистой, участками пегматоидной структуры, гнейсовидно-полосчатой текстуры. Граниты сильно трещиноватые. Радиоактивность – 11–17 мкр/час [Борисова, 2004ф].

Трещиноватость гранитов неравномерная, удельная трещиноватость колеблется от 0,51 до 3,1 м/м². На рис. 4.62 представлена диаграмма трещиноватости гранитов.

Граниты проявления имеют предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 75 МПа, среднюю плотность – 2,67 г/см³, истинную плотность – 2,7 г/см³, пористость – 1,11 %, водопоглощение – 0,24 %, удельную эффективную активность естественных радионуклидов – 126 Бк/кг.

Проявление Ругоярви расположено в 10,6 км на юго-восток от ж.-д. станции Мотко и пос. Мотко. К проявлению подходит грунтовая дорога, соединяющаяся с магистральной автодорогой Лендеры – Суккозеро.

Проявление расположено в центральной части позднелопийского гранитоидного массива площадью 30–40 км². Граниты микроклин-плагиоклазовые, серого, розовато-серого цвета, среднезернистого, реже крупнозернистого сложения, массивной и гнейсовидной, участками полосчатой текстуры. Полосчатость обусловлена наличием полос (мощностью 1–3 мм), обогащенных биотитом. Минеральный состав гранитов: плагиоклаз – 40–50 %, микроклин – 15–20 %, кварц – 25–27 %, биотит – 5–15 % [Борисова, 2004ф].

В гранитах отмечаются пегматитовые жилы мощностью до 1 м. Контакты жил согласные, нечеткие, расплывчатые. Пегматит микроклиновый, ярко-розовый, гигантозернистый, с пятнами серого кварца (10 %).

Трещиноватость гранитов высокая. Граниты разбиты трещинами на глыбы неправильной, часто остроугольной формы размером в поперечнике 0,2–1 м. Трещины открытые (до 5–10, реже до 20 см), с бурыми гидроокислами железа на стенках. Удельная трещиноватость пород 2,15–2,44 м/м².

Проявление Килкомыс находится в 9 км к северо-востоку от пос. Кимовара. Проявление представляет собой небольшой коренной выход длиной около 30 м, шириной до 10 м и высотой 2 м, расположенный на юго-восточном берегу оз. Лексозера.

Сложено серыми среднезернистыми кварц-биотит-плагиоклазовыми гнейсо-гранитами с редкими порфиروبластами прямоугольной формы бледно-розового микроклина размерами до 1,5 × 5,5 см. На отдельных участках площадью до 12 м² наблюдаются скопления крупных зерен микроклина размером до 7 × 8 см. Отмечается также наличие редких ксенолитов биотитовых гнейсов и маломощных пегматитовых жил розового цвета. Гнейсовидность выражена струйчатым расположением темноцветных минералов. По характеру трещиноватости здесь возможно получение крупных блоков до 10–12 % от горной массы. Практического значения в связи с положением (недалеко от береговой линии озера) не имеет. Необходимо продолжить поиски вдали от оз. Лексозера [Рылев, Пудовкин, 1980ф].

Проявление Горелый мост расположено в 100 м от моста через протоку между озерами Каргиозеро и Лексозеро. Представлено небольшими коренными выходами среди четвертичных отложений, сложено светло-серыми, розовато-серыми, средне-крупнозернистыми порфировидными

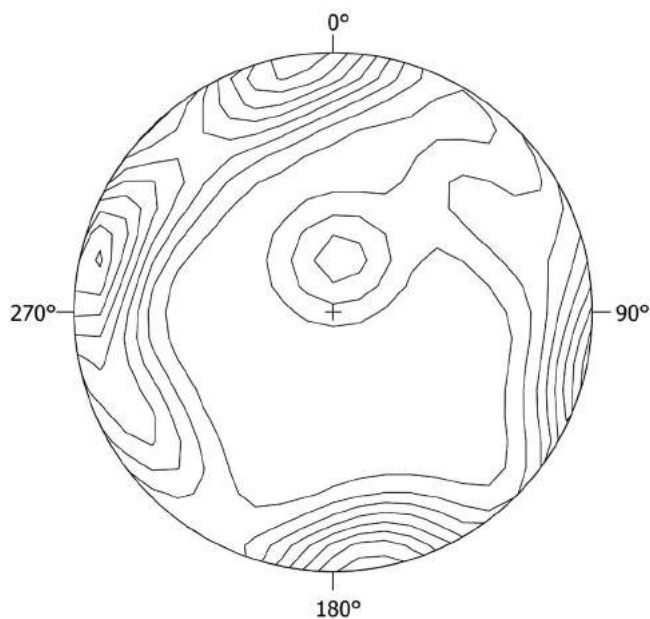


Рис. 4.62. Диаграмма трещиноватости гранитов проявления Сяксыярви. 23 замера (исходные данные [Борисова, 2004ф])

микроклин-плагиоклазовыми гранитами. Порфиробласты розового цвета, прямоугольной формы размером до 1 × 3 см [Рылеев, Пудовкин, 1980ф].

Емельяновское проявление расположено в 10 км на северо-восток от пос. Реболы по дороге на станцию Кочкома, на небольшой высотке размером 500 × 250 × 20 м, вытянутой в субмеридиональном направлении. Сложено розовато-серыми средне- крупнозернистыми порфиroidными гранитами с редкими прожилками и отдельными выделениями пегматитов. По характеру трещиноватости здесь возможен выход крупных блоков до 20 % [Рылеев, Пудовкин, 1980ф].

Месторождения и проявления на территории, подчиненной г. Костомукше

Месторождения облицовочного камня (лицензии): Озерки. Месторождения строительного камня (лицензии): Костомукшское. Перспективные месторождения и проявления облицовочного камня: Поньогубское, Тиртолампинское, Кенасозерское, Юлангиварское, Верхнее Пиенжунги, Марьяварское, Шури, Гора 223, Таловейс (габбро). Перспективные месторождения и проявления строительного камня: Поньогуба, Корпангское, Таловейс (гнейсо-граниты).

Месторождение талькового камня Озерки расположено в 10 км к северо-западу от г. Костомукши и приурочено к коматиитам рувинварской свиты контоксской серии мезоархея.

Месторождение включает два участка – Озерки-1 и Зеленая Горка, из четырех выявленных в результате поисково-оценочных работ. Залежи талькового камня на участке Зеленая Горка являются наиболее перспективными для промышленного освоения.

В пределах участков месторождения тела талькового камня образуют пластовые крутопадающие залежи северо-восточного простирания (азимут 30–40°), локализованные в толще метакоматиитов, залегающих в поле metabазальтов. Мощность тел талькодержущих пород на участке Озерки-1 составляет 100–130 м, на участке Зеленая Горка – около 200 м, протяженность – 300 и 450 м соответственно.

Вещественный состав коматиитов и положение тектонически ослабленных зон определили локализацию залежей талькового камня в пределах толщи ультрамафитов. Потоки коматиитов имеют преимущественно дифференцированное строение, выраженное зонами брекчированной кровли, спинифекс-структур и кумулятивного сложения, в меньшей степени развиты массивные и шаровые лавы. Детальные минералого-петрографические и петрохимические исследования показали, что вариации в распределении главных петрогенных элементов по зонам в пределах дифференцированных потоков и чередование лавовых потоков обусловили неоднородность строения самого месторождения и качественных показателей талькового камня.

По минеральному составу выделяются три разновидности метакоматиитов: хлорит-амфиболовые, карбонат-тремолит-тальк-хлоритовые, карбонат-хлорит-тальковые породы (тальковый камень). Границы между разновидностями нечеткие, породы постепенно переходят друг в друга.

На рис. 4.63 показаны строение дифференцированного лавового потока, вскрытого скважиной 4 на участке Зеленая Горка, и неоднородности химического и минерального состава пород. Верхние части потока, характеризующиеся наименьшими содержаниями MgO и повышенными CaO, сложены хлорит-амфиболовыми разновидностями. При этом наибольшее содержание хлорита характерно для зоны спинифекс, что обусловлено повышенной концентрацией Al₂O₃. В кумулятивной зоне отмечаются рост MgO, CO₂, снижение содержания Al₂O₃, SiO₂, появляются тальк и карбонат. Минеральный состав кумулятивной зоны определяется главным образом содержанием MgO в породе. Наиболее магнезиальные части кумулятивной зоны сложены карбонат-хлорит-тальковой породой, менее магнезиальные – карбонат-тремолит-хлорит-тальковой.

Тальковый камень представляет собой светло-серую, серую, темно-серую породу карбонат-хлорит-талькового состава с тальковыми, карбонатными и хлорит-тальк-карбонатными прожилками (мощностью от 2–3 мм до 5 см). Структура порфиробластовая, структура основной ткани – лепидобластовая, лепидогранобластовая. Текстура – массивная, сланцеватая. Минеральный состав талькового камня: тальк – 35–50 %, карбонат – 15–50 %, хлорит – 15–40 %, рудный – 1–5 %, амфибол – 0–5 %, акцессорные – апатит, циркон.

Трещиноватость полезной толщи, вследствие закрытости территории четвертичными отложениями, оценена по замерам интервалов неповрежденных кусков керна по скважинам. Установлено, что полезная толща месторождения пересечена густой сетью трещин с расстояниями между ними от 20 до 90 см, в среднем около 60 см, что позволяет получать блоки III–IV групп, пригодные для изготовления плит небольшого размера, используемых при производстве печей и каминов и в небольшом

количестве для производства облицовочных изделий. Следует отметить, что в процессе бурения природные трещины были смешаны с техногенными, полученными при неаккуратном извлечении керна из скважин, поэтому результаты несколько занижены [Шеков, 2009ф].

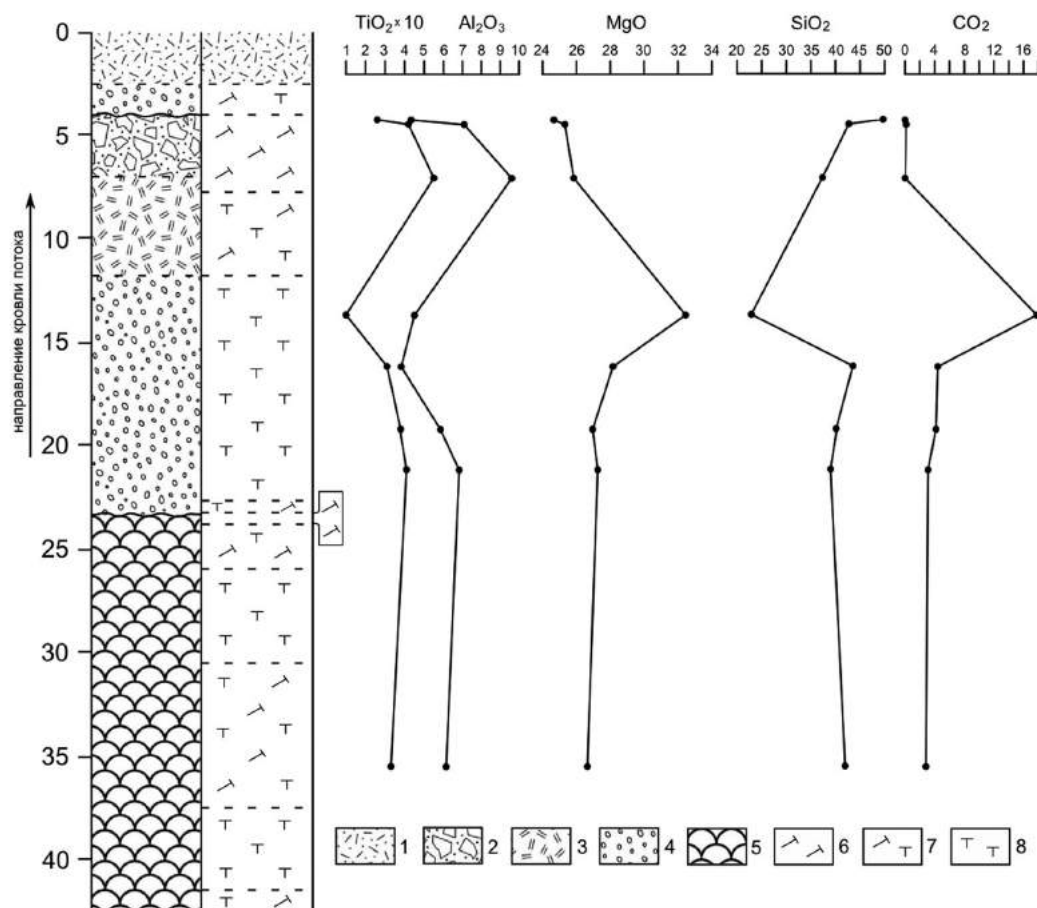


Рис. 4.63. Строение дифференцированного лавового потока (скв. 4, участок Зеленая Горка):

1 – четвертичные отложения, 2 – брекчированная кровля, 3 – зона спинифекс, 4 – кумулятивная зона, 5 – подушечные лавы коматиитов, 6 – хлорит-амфиболовая порода, 7 – карбонат-тремолит-талк-хлоритовая порода, 8 – карбонат-хлорит-талковая порода (талковый камень)

Тальковый камень месторождения характеризуется следующими физико-механическими показателями: предел прочности при сжатии в сухом состоянии – 25–74 МПа, предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 8–38 МПа, снижение прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 42–80 %, истинная плотность – 2,87–2,9 г/см³, средняя плотность – 2,84–2,88 г/см³, пористость – 0,69–2,07 %, водопоглощение – 0,15–0,47 %.

Запасы сырья на участке Зеленая Горка по категории С₁ составляют 790,4 тыс. м³, по категории С₂ – 244,0 тыс. м³; на участке Озерки-1 запасы по категории С₂ составляют 1083,6 тыс. м³.

Костомукшское месторождение геллефлинты расположено в 12 км севернее г. Костомукши среди вскрышных пород Костомукшского железорудного месторождения.

Геллефлинты слагают крупную пластовую субвулканическую интрузию раутаойского риодацитового силлово-дайкового комплекса позднелопийского возраста, внедрившуюся в толщу железистых кварцитов и сланцев костомукшской свиты гимольской серии. Протяженность интрузии около 6 км, мощность колеблется от 20 до 600 м, при этом основные запасы сырья сосредоточены в пределах Центрального участка железорудного месторождения.

Натриевые геллефлинты являются преобладающими среди вскрышных пород Костомукшского железорудного месторождения, розовато-серые массивные или слабонерассланцованные тонкозернистые, роговиковоподобные породы риолит-дацитового состава с раковистым изломом, фель-

зитовой структуры. Состоят из сросшихся зерен кварца (20–30 %), плагиоклаза (альбита, олигоклаза) (60–75 %) и незначительного количества слюд (50–10 %) (серицита, мусковита, биотита), рудных минералов (магнетита, гематита, пирита), а также роговой обманки, хлорита, эпидота, карбоната, турмалина, апатита, циркона, граната, сфена [Вскрышные породы..., 1983].

Плагиопорфиры отличаются от геллефлинт только наличием порфириновых обособлений кислого плагиоклаза (альбита, олигоклаза).

Калиевые геллефлинты, составляющие менее 5 % объема кварц-полевошпатовых вскрышных пород, характеризуются частичным или полным замещением альбита калиевым полевым шпатом, отличаются темно-красным, сургучно-коричневым или темно-серым цветом с красноватым оттенком. В целом они более крупнозернистые, а местами переходят в мелкозернистый микроклиновый гранит.

Натриевые геллефлинты и плагиопорфиры характеризуются довольно выдержанными минеральным, химическим составом, физико-механическими свойствами, что обуславливает возможность их использования в качестве строительных материалов и кварц-полевошпатового сырья. Калиевые геллефлинты по основным физико-механическим свойствам мало отличаются от геллефлинт натриевых и плагиопорфиров, но для них характерен большой размах колебаний отдельных показателей по образцам и пробам.

Без обогащения натриевые геллефлинты и плагиопорфиры пригодны для выпуска строительного высокопрочного щебня, светлого термо-кислотостойкого каменного литья, кислотоупорных порошков, химически стойкой строительной керамики и многих других производств.

Щебень из геллефлинт обладает высокими прочностными показателями – марка 1200–1400, низким показателем истираемости – марка И1, высоким сопротивлением на удар – марка У-75. В соответствии с ГОСТами щебень пригоден в качестве наполнителя тяжелых бетонов различного назначения, в строительстве автомобильных и железных дорог.

Лабораторные и промышленные испытания по обогащению натриевых геллефлинт и плагиопорфиров методами мокрой магнитной сепарации с применением полиградиентных сепараторов и флотации дали положительные результаты. Кварц-полевошпатовые концентраты являются высокоэффективным сырьем для производства фарфоровой посуды, для эмалирования металлоизделий, производства фарфоровых санитарно-технических изделий, облицовочных фасадных плиток на конвейерно-поточных линиях. Они могут применяться для изготовления отделочных строительных плит, абразивных изделий, в качестве компонентов для производства листового стекла, изделий из цветного стекла, декоративных облицовочных материалов, стеклокристаллических материалов и т. д. [Вскрышные породы..., 1983; Белов, 1987ф]. Калиевые геллефлинты соответствуют лучшим сортам высококалийного сырья, но вследствие ограниченного развития (локальные жилы мощностью до 3–5 м) промышленной ценности не представляют.

В настоящее время геллефлинты используются только для производства щебня. Балансовые запасы строительного камня на месторождении по категориям А + В + С₁ составляют 138 282,1 тыс. м³, С₂ – 35982,1 тыс. м³, забалансовые запасы А + В + С₁ равны 23906,4 тыс. м³ [Белов, 1987ф].

Месторождение габбро Таловейс расположено в 5 км на северо-запад от г. Костомукши.

Габбро слагают дайку нижнепротерозойского возраста (корпангский габбронорит-габбровый дайковый комплекс), прорывающую позднелопийские гранитоиды. Дайка имеет вытянутую форму субширотного направления, мощность ее составляет 60 м, залегание крутое (89°).

Габбро представляют собой черные с зеленоватым оттенком мелко-среднезернистые, равномернозернистые массивные породы. Структура пород габбровая, с равной степенью идиоморфизма моноклинного пироксена (авгит) и плагиоклаза (лабрадор-андезин).

Минеральный состав габбро равномерен по всей площади месторождения: пироксен – 25–60 %, плагиоклаз – 40–60 %, магнетит – 1–8 %, иногда присутствуют биотит (до 6 %), апатит, дистен, пирит. В некоторых случаях отмечается почти полное замещение пироксена амфиболом или образование тонких кайм амфибола по пироксену [Афонин, 1992ф].

Габбро месторождения Таловейс имеют высокую прочность при сжатии в сухом состоянии – от 1780 до 2320 кг/см². Объемная масса пород колеблется от 2,69 до 2,95 г/см³, водопоглощение в среднем составляет 0,2 %, истираемость – 0,1 г/см², сопротивление удару на копре ПЭДЖа – от 11 до 14 ударов.

Габбро пригодны для производства облицовочных изделий, камня бортового, бутового, щебня и песка декоративного, щебня для строительства.

Запасы по облицовочному камню по категориям А + В – 607 тыс. м³, С₁ – 1116 тыс. м³. Оценены до глубины 20 м.

Поньгогубское проявление расположено в 2 км к юго-востоку от пос. Поньгогуба. В 200 м к западу от проявления проходит грунтовая дорога, соединяющая пос. Войница с пос. Вокनावолок. Расстояние до ближайшего места погрузки (ст. Костомукша) – 63 км.

Проявление Поньгогубское представлено выходами темно-серых мелко-среднезернистых гнейсо-гранитов, приуроченных к области развития ранних архейских интрузий гранитов, гнейсо-гранитов и мигматитов.

Размеры перспективной площади – 2,7 км². Средняя мощность полезной толщи – 10 м. Примерные ресурсы – 27 млн м³. Перспективы увеличения ресурсов – за счет опоискования территории к востоку от проявления [Шеков, 2005ф].

Туртолампинское проявление расположено в 3 км к северу от пос. Вокनावолок. В 200 м к западу от проявления проходит грунтовая дорога, соединяющая пос. Войница с пос. Вокनावолок. Расстояние до ближайшего места погрузки (ст. Костомукша) – 57 км.

Проявление представлено выходами светлых розовато-серых до темных розовато-серых мелко-среднезернистых гнейсо-гранитов, приуроченных к области развития архейских и протерозойских нерасчлененных мигматитов.

Размеры перспективной площади – 1 км². Средняя мощность полезной толщи – 10 м. Примерные ресурсы – 10 млн м³. Перспективы увеличения ресурсов – за счет опоискования территории к северо-востоку от проявления [Шеков, 2005ф].

Кенасозерское проявление расположено в 10 км на юго-запад от пос. Вокनावолок по дороге на Ладвозеро.

Проявление представлено серыми, светло-серыми, реже темно-серыми мелко-среднезернистыми, тонкополосчатыми гнейсо-гранитами кварц-биотит-плагиоклазового и кварц-биотит-микроклин-плагиоклазового состава и гранодиоритами. В породах часто встречаются различные по мощности (до 1 м) жилы пегматитов, часто неправильной формы, с раздувами и пережимами. Гранодиориты макроскопически почти не отличаются от гнейсо-гранитов, характеризуются меньшим содержанием кварца и большим – темноцветных минералов.

При петрографическом изучении наиболее распространенными являются бластогранитовая, гипидиоморфнозернистая и лепидогранобластовая структуры. Реже встречаются порфиробластические структуры с элементами катакластической. Наиболее характерными текстурами являются параллельная полосчато-линзовидная и реже массивная.

Минеральный состав: преобладает плагиоклаз олигоклаз (№ 15–30) – 30–80 %, среднее 45–60 %; содержание микроклина, в зависимости от среза, колеблется от 1–2 % до 45–50 %, в среднем 2–12 %; кварц – 20–35 %; биотит – от 1–2 до 10–12 %, в тонкополосчатых разностях до 20–24 %; эпидот – до 3–4 %; роговая обманка – до 1–2 %; акцессорные минералы: мусковит, циркон, гранат, апатит, ортит, пироксен, магнетит, хлорит, кианит [Рылеев, Пудовкин, 1980ф].

Гнейсо-граниты Кенасозерского проявления имеют предел прочности при сжатии в сухом состоянии – 215–290 МПа, предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 159–211 МПа, сопротивление удару – 17, истираемость – 0,18 г/см², среднюю плотность – 2,7 г/см³, пористость – 0,6 %, водопоглощение – 0,22 %.

Юлангиварское проявление расположено в 10 км к югу от пос. Вокनावолок. В 150 м к югу от проявления проходит грунтовая дорога, соединяющая г. Костомукшу с пос. Вокनावолок.

Проявление Юлангиварское представлено выходами темно-серых до темных красновато-серых средне-мелкозернистых мигматитов, приуроченных к области развития архейских и протерозойских нерасчлененных мигматитов.

Размеры перспективной площади – 2,1 км². Средняя мощность полезной толщи – 15 м. Примерные ресурсы – 31,5 млн м³. Перспективы увеличения ресурсов – за счет опоискования соседних высот к юго-востоку от проявления [Шеков, 2005ф].

Проявление Верхнее Пиенжунги расположено в 15 км к юго-востоку от пос. Вокनावолок. С запада проявление ограничено грунтовой дорогой хорошего качества. Расстояние до станции погрузки (ст. Костомукша) – 38 км.

Проявление представлено коричневато-серыми среднезернистыми гнейсо-гранитами, приуроченными к области развития ранних архейских интрузий.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Размеры перспективной площади – 1,2 км². Средняя мощность полезной толщи – 20 м. Примерные ресурсы – 24 млн м³. Перспективы увеличения ресурсов – за счет продолжения высоты на север [Шеков, 2005ф].

Проявление Марьяварское расположено в 20 км к юго-западу от пос. Вокнаволок. С северо-запада от проявления проходит грунтовая дорога, соединяющая пос. Вокнаволок с г. Костомукшей. Расстояние до ближайшего места погрузки (ст. Костомукша) – 40 км.

Проявление Марьяварское представлено выходами коричневатого-серых с розовым оттенком мелко-среднезернистых гнейсо-гранитов, приуроченных к области развития ранних архейских интрузий гранитов, гнейсо-гранитов и мигматитов.

Размеры перспективной площади – 0,4 км². Средняя мощность полезной толщи – 10 м. Примерные ресурсы – 4 млн м³. Перспективы увеличения ресурсов – за счет оплоискования территории к югу от проявления [Шеков, 2005ф].

Проявление Шури расположено в 26 км к северу-северо-западу от г. Костомукши. В 20 км к юго-востоку от проявления проходит шоссейная дорога, соединяющая г. Костомукшу с обогащительным комбинатом, с которой проявление соединено лесовозной дорогой хорошего качества. Расстояние до ближайшего места погрузки (ст. Костомукша) – 24 км.

Проявление Шури представлено светло-серыми среднезернистыми гнейсо-гранитами, приуроченными к области развития плагиоклазовых, плагиомикроклиновых гранитов, гнейсо-гранитов, наиболее древних интрузивных образований района архейского возраста.

Размеры перспективной площади – 1,1 км². Средняя мощность полезной толщи – 15 м. Примерные ресурсы – 16,5 млн м³. Перспективы увеличения ресурсов – за счет оплоискования соседних высот к западу и северо-западу от проявления [Шеков, 2005ф].

Проявление Гора 223 расположено в 15 км к северу от г. Костомукши. С юга и востока проявление ограничено грунтовыми дорогами хорошего качества. Расстояние до станции погрузки (ст. Костомукша) – 15 км.

Проявление Гора 223 представлено серовато-коричневыми, светло-коричневыми среднезернистыми гнейсо-гранитами, приуроченными к области развития ранних архейских интрузий.

Размеры перспективной площади – 2 км². Средняя мощность полезной толщи – 15 м. Примерные ресурсы – 30 млн м³. Перспективы увеличения ресурсов – за счет продолжения структуры на юг и юго-восток [Шеков, 2005ф].

Проявление Поньгогуба расположено на западном побережье оз. Верхнее Куйто, в 13 км южнее пос. Войницы. Через месторождение проходит автодорога Войницы – Вокнаволок.

Микроклиновые граниты слагают крупную высоту площадью 3,0 × 1,5 км и превышением над уровнем озера 40 м. Макроскопически это красные до темно-красных, мелко-среднезернистые, слабоогнейсованные породы с незначительным содержанием биотита. Гнейсовидность выражена полосчатым скоплением кварцевых зерен с редкими чешуйками биотита. Под микроскопом наблюдается бластогранитовая с элементами катакластической структура и линзовидно-полосчатая текстура. Минеральный состав: микроклин – 19 %, плагиоклаз (№ 25–35) – до 56 %, кварц – до 20 %, хлоритизированный биотит – до 5 % [Рылеев, Пудовкин, 1980ф].

Поверхность проявления почти полностью обнажена. Коренные выходы образуют огромные пологие площадки с небольшими уступами высотой до 1–1,5 м. Обнажения гранитов передроблены трещинами различных направлений на клиновидные плитообразные глыбы размером 60 × 60 × 40 см. Изредка встречаются глыбы объемом до 2 м³, но и они разбиты серией сквозных трещин. По замерам густоты трещин средний размер блоков равен 0,2 м³, а выход блоков объемом > 1 м³ составляет всего около 5 %.

Корпангское месторождение лептитовых гнейсов (плагиориодацитов) и гнейсо-гранитов расположено в 24 км на север-северо-восток от г. Костомукши и приурочено к западной ветви одноименного железорудного месторождения.

Лептитовые гнейсы слагают интрузию пластовой формы (силл), залегающую в центриклинали Корпангской синклинали. Мощность интрузии 10–65 м, протяженность 1,9 км. Вмещающими породами являются образования костомукшской свиты. Лептитовый гнейс представляет собой лейкократовую мелкозернистую (тонкозернистую) массивную или гнейсовидную породу кислого состава: плагиоклаз (альбит) – 40–83 %, кварц 10–55 %, микроклин 3–10 %, биотит 1–10 %, амфибол 0–7 %, серицит, хлорит, гранат, эпидот, карбонат, лейкоксен, сфен, апатит.

Гнейсо-граниты залегают в крыльях синклинали, характеризуются неоднородным составом, содержат линзы кристаллических сланцев и кварц-полевошпатовые жилы. Породы серые, розовато-

серые, среднезернистые, гнейсовидные. Гнейсо-граниты состоят из плагиоклаза – 40–60 %, кварца – 20–40 %, микроклина – 0–10 %, биотита и амфибола – 5–15 %, апатита, сфена, циркона, эпидота, ортита.

Лептитовые гнейсы обладают высокой механической прочностью, морозостойкостью, низкими показателями водопоглощения. По прочности щебень соответствует марке 1400, по дробимости – маркам 1200 и 1400, по истираемости – марке И-1, по морозостойкости – марке 50. Пригодны для получения высококачественного щебня, в качестве сырья для производства стекла, фарфоровой посуды, но не пригодны для производства тонкой керамики. Вследствие повышенного содержания радионуклидов при хороших физико-механических и технологических характеристиках сырье рекомендовано только для использования в качестве щебня в дорожном строительстве [Мошков, 1982ф].

Гнейсо-граниты обладают высокой механической прочностью (82 % образцов в водонасыщенном состоянии имеют прочность 1200 кгс/см²), низким водопоглощением (0,1–0,3 %), по прочности соответствуют марке 800, пригодны для производства щебня.

Запасы лептитовых гнейсов по категории С₂ составляют 16,5 млн тонн, гнейсо-гранитов – 123,8 млн тонн.

Месторождение гнейсо-гранитов Таловейс находится в 6 км к северу от г. Костомукши.

Месторождение сложено плагиомикроклиновыми гранитами и гнейсогранитами калевальского комплекса (верхний лопий). Породы розовато-серые среднезернистые, массивной и гнейсовидной текстуры. Гнейсовидность крутопадающая (70–90°) на СЗ, СВ, ЮВ. Минеральный состав: микроклин – 25–50 %, плагиоклаз – 10–25 %, кварц – 15–40 %, биотит – 2–10 %, эпидот – до 0,3 %, апатит, сфен, циркон, рудные, пелитовидное вещество, гранат, ортит, мусковит.

Породы месторождения обладают высокими физико-механическими свойствами и пригодны для получения строительного щебня для бетона и бутобетона. По дробимости щебень соответствует марке 1200, по истираемости – марке И-1 и И-2, по сопротивлению удару – марке У-75. Прочность в сухом состоянии 1500–2850 кг/см², в водонасыщенном – 1400–2740 кг/см², после 100 циклов замораживания – оттаивания – 1400–2760 кг/см² [Борисова, 2001ф].

Запасы гнейсогранитов по категории С₁ составляют 15,38 млн м³ до глубины 40 м и по категории С₂ – 14,12 млн м³ до глубины 60 м.

Месторождения и проявления Калевальского района

Перспективные проявления облицовочного камня: Верхнее Куйто, Таташьярви. Перспективные проявления строительного камня: Войницкое-1, Войницкое-2. Требуют дальнейших исследований: Луусальми.

Проявление Верхнее Куйто расположено в 40 км к западу от пос. Луусальми на серии высот, вытянутых в северо-западном направлении на 1,5 км при ширине до 600 м и с максимальной высотной отметкой 245 м. Представлено нижнепротерозойскими (сумийскими) микроклиновыми гранитами.

Наиболее высокая южная часть проявления сложена серыми с розоватым оттенком среднезернистыми порфиroidными микроклиновыми гранитами. Порфиробласты представлены желтовато-серыми таблитчатыми зёрнами микроклина размерами до 2 × 1 см. Основная масса – мелкозернистая кварц-биотит-плагиоклазового состава. Минеральный состав: микроклин – 18 %; плагиоклаз (№ 25–30) – до 48 %; кварц – 30 %; биотит – 4 %. Структура гипидиоморфнозернистая, текстура массивная. Передробленность пород очень слабая. Мощность пластовой отдельности до 3 м. Расстояния между трещинами продольной системы 1–4 м, а поперечной от 2 до 30 м и более. Средний размер блоков до 15 м³ [Рылеев, Пудовкин, 1980ф].

Северная часть проявления располагается на серии небольших высот и в долинах между ними, где гранитами сложены обширные по площади невысокие (0,5–1,5 м) коренные выходы. Граниты здесь имеют розоватую и красновато-серую окраску, порфиroidное сложение и слабую огнейсованность. Рисунок пятнистый, обусловленный крупными порфиробластами микроклина овально-продолговатой формы до 2 см по длинной оси. Декоративность гранитов невысокая. Структура бластогранитовая, текстура массивная. Содержание микроклина – 34 %, плагиоклаза (№ 25–35) – до 50 %, кварц – до 13 %, биотит – до 3 %, редкие зёрна магнетита.

Трещиноватость гранитов здесь резко отличается от трещиноватости вышеописанных серых гранитов. Средний размер блоков 0,38 м³, а выход блоков объемом > 1 м³ составляет 3–4 %. По характеру трещиноватости серые микроклиновые граниты являются наиболее интересными для добычи крупных блоков.



Рис. 4.64. Диаграмма трещиноватости гнейсо-гранитов на проявлении Войницкое-2. 200 замеров [Рылеев, Пудовкин, 1980ф]

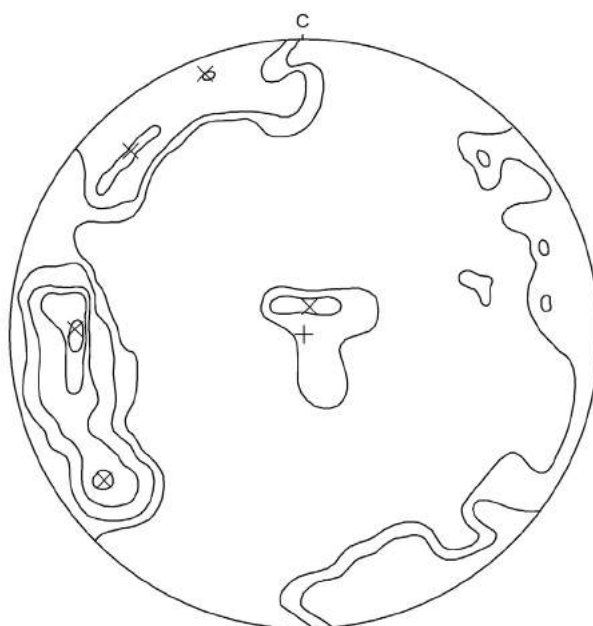


Рис. 4.65. Диаграмма трещиноватости гнейсо-гранитов на проявлении Луусальми. 200 замеров [Рылеев, Пудовкин, 1980ф]

Граниты проявления имеют предел прочности при сжатии в сухом состоянии – 119–256 МПа, предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии – 129–181 МПа, сопротивление удару – 15, истираемость – 0,15 г/см², среднюю плотность – 2,63 г/см³, пористость – 0,77 %, водопоглощение – 0,29 %.

Проявление Таташьярви расположено в 5 км западнее пос. Юшкозеро. Сложено серыми крупнопорфировидными гранодиоритами с пятнистым рисунком. Порфиоровые выделения представлены светло-серыми со слабым розоватым оттенком неправильными продолговатыми зернами плагиоклаза. Темные минералы образуют струйчатые полосы, обтекающие зерна плагиоклаза и создающие подобие сетчатой текстуры [Рылеев, Пудовкин, 1980ф].

Проявления Войницкое-1 и Войницкое-2 расположены в 6 км и в 2 км восточнее пос. Войница по дороге на Калевалу. Проявления сложены серыми, светло-серыми, темно-серыми, реже розовато-серыми мелкозернистыми гнейсогранитами архейского возраста. Минеральный состав: плагиоклаз – 42–53 %, микроклин – 9–19 %, кварц – 21–50 %, биотит – 4–7 %, амфибол – 2–16 %, рудный – 1–2 %. Структура пород гранитовая, гранобластовая, гранолепидобластовая, катакластическая.

Для гнейсо-гранитов характерна интенсивная передробленность на небольшие плоские клиновидные обломки. Основные системы трещин пересекаются под углами 74–86°, кроме того, выделяются две диагональные системы, резко снижающие выход блоков до 5–7 %. Удельная трещиноватость гнейсо-гранитов проявления Войницкое-1 – 2,5 м/м² [Рылеев, Пудовкин, 1984ф]. На рис. 4.64 представлена диаграмма трещиноватости гнейсо-гранитов проявления Войницкое-2.

На **проявлении Луусальми**, расположенном в 9 км западнее пос. Луусальми, коренные выходы сложены серыми среднезернистыми кварц-биотит-плагиоклазовыми гранитами с голубоватыми зернами кварца. Породы массивные с редкими порфиробластами светло-серого полевого шпата и прожилками аплитовидных гранитов [Рылеев, Пудовкин, 1980ф]. Диаграмма трещиноватости гнейсо-гранитов проявления приведена на рис. 4.65.

4.6. ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Природоохранные объекты центральной части Карельского кратона входят в состав Зеленого пояса Фенноскандии. Вытянутый вдоль российско-финляндской и российско-норвежской границ от Баренцева до Балтийского моря, пояс включает охраняемые природные территории федерального и регионального подчинения, связанные с пан-европейской экологической сетью Natura 2000 и охраня-

емыми территориями Норвегии. С российской стороны – это заповедники (ЗП) «Пасвик», «Лапландский», «Костомукшский»; национальные парки (НП) «Паанаярви», «Калевальский», находящийся в стадии становления парк «Ладожские шхеры»; заказники (ЗК) «Кутса», «Толвоярви», «Исо-Ийярви» и целый ряд новых проектируемых заказников: «Койтайоки», «Тулос», «Карельский лес», «Приграничный», «Ингерманландский». Многочисленные охраняемые участки экосистем созданы на территории Финляндии, в частности в приграничной полосе: «Juortansalo-Lapinsuo», «Lentua», «Elimyssalo», «Ulvinssalo», «Iso-Palonen-Maariansärkät» и др. [Титов и др., 2009].

Проект «Зеленого пояса Фенноскандии» ориентируется на приграничный район, сохранение и освоение его ресурсов. Район рассматривают в качестве резерва территорий, лесных ресурсов, полезных ископаемых, производителя кислорода и регулятора водного режима. Уязвимость его природы требует рационального использования недр, внимательного планирования хозяйственной деятельности, сохранения чистоты водоемов, воздуха, поддержания биоразнообразия. Важными составляющими проекта являются отработка и согласование природоохранных стратегий с социально-экономическими и культурными инициативами развития территории, разработка подходов, апробирующих научные идеи и их последующее закрепление в межгосударственных, федеральных и межрегиональных документах [Hokkanen et al., 2006].

Главной ценностью изучаемой территории пояса считаются зональные экосистемы, последовательно сменяющие друг друга с севера на юг. Особое значение придается сохранившимся популяциям европейских реликтовых лесов [Государственный доклад..., 2007]. Предметом нашего исследования являются геологические объекты центральной части Карельского кратона, имеющие важное научное и практическое значение.

Кристаллические образования докембрия перекрыты маломощными четвертичными отложениями, что позволяет изучать их и находить применение при реконструкции геологической истории щита с возраста от 3,2 млрд лет. О проявлениях тектоники свидетельствуют длительно сохраняющие активность глубокофокусные полихронные тектонические зоны и разломы земной коры. Поздний этап геологической истории щита определил ледник, деградировавший около 9 тыс. лет назад и сформировавший своеобразный ландшафт с многочисленными озерами, реками, болотами и моренными отложениями. Современное медленное поднятие щита считают следствием освобождения щита от ледового покрова.

В ходе исследований, проводимых в течение более 20 лет по обе стороны российско-финляндской границы, были определены границы геологических объектов, их возраст, состав, строение, структурно-формационная принадлежность, минерагеническая специфика, особенности геологических процессов. С экономической точки зрения, геологические структуры интересны прежде всего наличием месторождений полезных ископаемых.

В функционировании экосистем роль геологических структур часто недооценивают, хотя именно они обеспечивают живым организмам механическую опору, тепловой режим и субстрат, необходимый для жизни.

Цель раздела – проанализировать геологические структуры центральной части Карельского кратона с позиций геоэкологии, изучить литосферно-биосферные связи, рассмотреть возможные механизмы этих связей, а также свойства природных комплексов и тектонических зон. Основные идеи сводятся к влиянию кристаллического фундамента на формирование почв и роли поднимающихся по тектоническим зонам эндогенных флюидов, рассматриваемых как агенты межгеосферных взаимодействий. Распространяющиеся от границ ядра через мантию, эти флюиды в земной коре формируют месторождения полезных ископаемых, а на земной поверхности изменяют свойства атмосферы, гидросферы, активно воздействуют на биоту [Экологические..., 2000].

Геологическое строение, минерагения и границы исследуемого района

Детальное описание геологических структур, минерагении центральной части Карельского кратона и Зеленого пояса Фенноскандии дано в работе [Горьковец, Раевская, 2009].

Исследуемый район имеет протяженность 300 км, ширину 60–150 км и занимает центральную часть Карельского кратона в западной части Карелии и восточной части Финляндии. Расположенная на возвышенности Маанселькя, на юго-востоке переходящая в Западно-Карельскую возвышенность, территория представляет водораздел водосборных бассейнов Арктического и Атлантического океанов.

Кристаллический фундамент пояса сложен древними архейскими комплексами и протерозойскими толщами, перекрытыми плащом четвертичных отложений (рис. 4.66, 4.67).

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

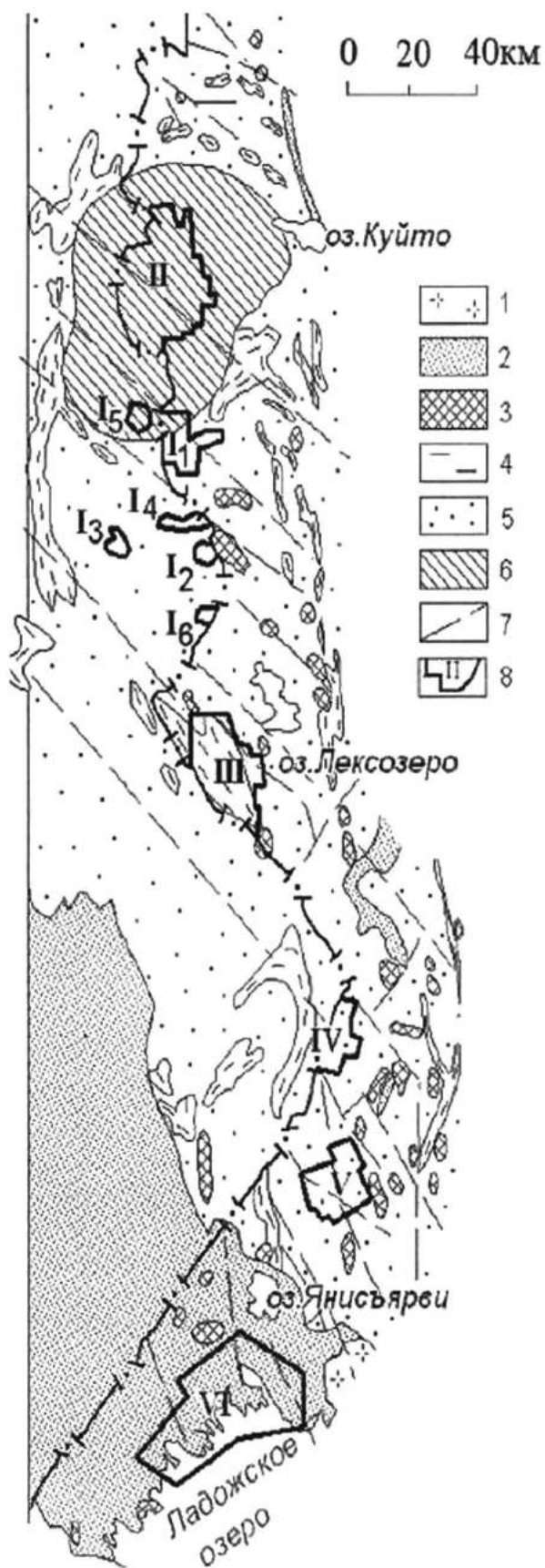


Рис. 4.66. Схема геологического строения приграничной полосы Республики Карелия и Финляндии:

1 – граниты рапакиви; 2 – нижнекарельские толщи: конгломераты, песчаники, сланцы, metabазальты; 3 – плагио-микроклиновые и микроклиновые граниты; 4 – позднеархейские супракрупальные толщи по метаосадкам (биотитовые и амфиболовые сланцы) и вулканитам основного, ультраосновного, среднего и кислого составов, железистые кварциты; 5 – гнейсо-граниты, диориты, мигматиты, тоналиты; 6 – слюдяные и амфиболовые гнейсы, гранулиты, эндробиты; 7 – тектонические зоны; 8 – контуры действующих (НП), проектируемых (ПНП) и охраняемых территорий (ОТ). Национальный парк «Дружба» (I), заповедник «Костомукшский» (I₁), охраняемые территории: Элюмиссало (I₂), Лентуа (I₃), Исо-Палонен (I₄), Йортанансало-Липинсуо (I₅), Улвинсало (I₆). НП «Калевальский» (II), ПНП «Тулос» (III), ПНП «Койтайоки» (IV), ПНП «Толварви» (V), ПНП «Ладожские шхеры» (VI)

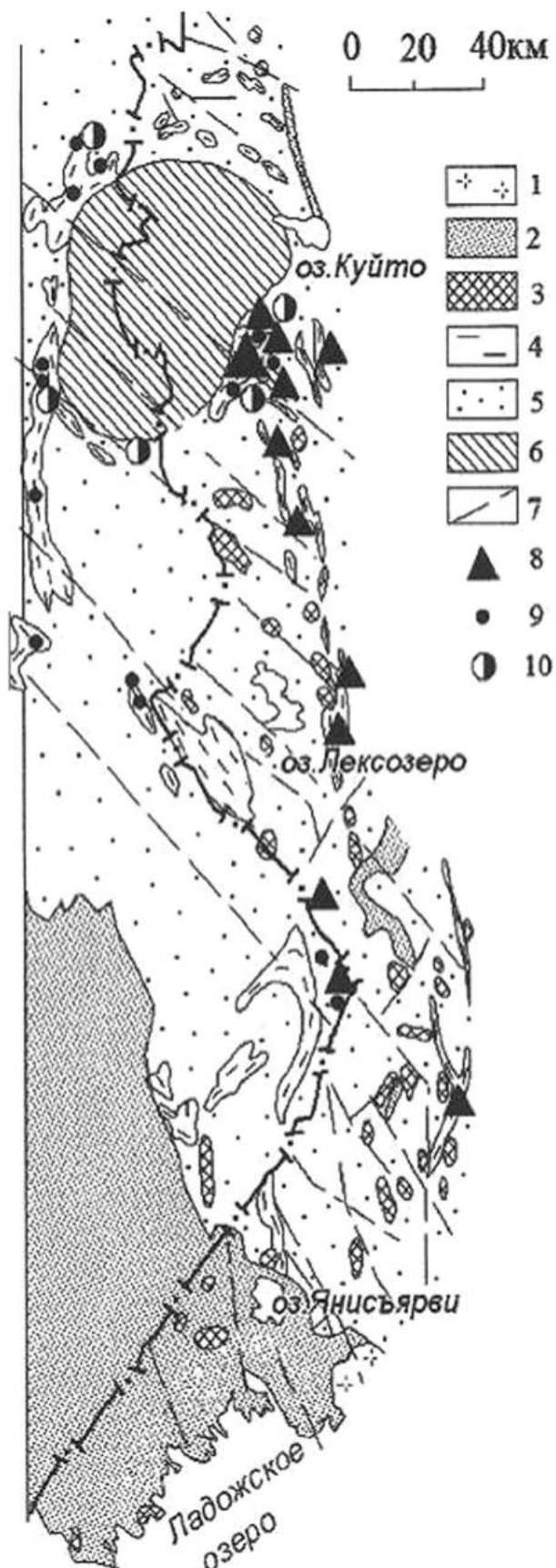


Рис. 4.67. Минерогеническая схема приграничной полосы Республики Карелия и Финляндии (Сост. Горьковец, Раевская, 2009 г.):

1 – граниты рапакиви; 2 – нижнекарельские толщи: конгломераты, песчаники, сланцы, метабазалты; 3 – плагио-микроклиновые и микроклиновые граниты; 4 – позднеархейские супракrustальные толщи по метаосадкам (биотитовые, амфиболовые сланцы) и вулканитам основного, ультраосновного, среднего и кислого составов, железистые кварциты; 5 – гнейсограниты, диориты, мигматиты, тоналиты; 6 – слюдястые и амфиболовые гнейсы, гранулиты, эндербиты; 7 – тектонические дислокации; 8 – месторождения железа; 9 – рудопроявления золота; 10 – алмазоносные кимберлиты и лампроиты

Раннедокембрийские комплексы пояса делят на структурные этажи: нижний гранулитово-гнейсовый и гнейсо-гранитоидный комплекс раннего архея, по возрасту 3,5 млрд лет относимый к саамию, преобразованный процессами мигматизации и гранитообразования. Проявлением этого уровня являются саамские толщи Вокнаволоцкого блока, прослеженные от оз. Верхнее Куйто до северной части заповедника «Костомукшский», содержащие архейские интенсивно переработанные супракрустальные комплексы с реликтами гранулитовой фации метаморфизма: слюдистые гнейс-биотитовые, гранат-мусковит-биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-силлиманит-двуслюдяные гнейсы; амфибол- и пироксеносодержащие, двупироксеновые амфиболиты и гнейсы, эндербиты. Часть блока сложена инфракрустальными комплексами: гнейсо-гранодиоритами, плагиогнейсогранитами, тоналитогнейсами, плагиомикроклиновыми, микроклиновыми, амфибол- и гиперстенсодержащими гранитами-чарнокитами [Лазарев, 1971; Свириденко, 1974; Горьковец, Раевская, 2004, 2005; Горьковец и др., 2011].

Следующий структурный уровень представлен лопийскими супракрустальными кристаллическими образованиями и гранитоидными комплексами позднего архея, представленными ЗП, слагающими обширные площади гранитоидными породами и полями нерасчлененных архейских мигматитов возрастом 2,95–2,65 млрд лет. Как реликты единой лопийской подвижной области, эти фрагменты были изменены в результате деформаций, метаморфизма, метасоматоза и денудации, как, например, зеленокаменные пояса Костомукшский, Кухмо – Суомуссалми, Типасъярви, Иломантси, Совдозеро, образовавшиеся при разных геодинамических условиях, имеющие характерный структурный рисунок, формационный вещественный состав и металлогеническую специализацию.

Последний этаж принадлежит супракрустальным толщам раннего протерозоя. Образования этого яруса возрастом менее 2,45 млрд лет относят к нижнепротерозойским комплексам стратифицированных сумийско-сариолийских и ятулийских структур и свекофеннских образований с дайками основного, ультраосновного-щелочного, ультраосновного состава, селецкими гранитами и батолитами рапакиви-подобных гранитов. Их рассматривают как тектонические депрессии, сдвиговые грабены, структуры «pull-apart» [Mann et al., 1982], выделяя в них **вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные** терригенные компоненты. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные компоненты представляют коматиитовые и высокомагнезиальные базальты, андезибазальные базальты и андезиты, слюдистые туфы и туффиты основного (базальтового) составов. Часто вулканогенно-осадочные образования с несогласием залегают на ранне- и позднеархейском гранито-гнейсовом фундаменте – гранито-гнейсах, мигматитах, гнейсо-гранодиоритах, тоналитах. Осадочные толщи содержат слоистые образования конгломерато-брекчий, аркозовых, полимиктовых конгломератов, аркозовых песчаников. В составе обломков этих конгломератов преобладают гранитоидные обломки фундамента. Примером образований этого яруса является карельский комплекс стратифицированных сариолийских структур Саари – Киеки, Лубосалмской, Мотко, свекофеннских структур Приладожья. Сариолийские образования структур представлены крупногалечными, валунными гранитными конгломератами и конгломерато-брекчиями, состав которых отвечает подстилающим гранитоидам, а также грубозернистыми аркозовыми и крупнозернистыми песчаниками. Мощность грубообломочных терригенных сариолийских толщ составляет сотни метров. Среди протерозойских интрузивных образований на исследуемой территории выделяются батолитовые тела щелочных рапакиви-подобных гранитов. Рапакиви-подобные граниты часто прорывают архейский гнейсогранитный и гнейсо-тоналитовый фундаменты.

Разрывные нарушения на территории Зеленого пояса имеют возраст от древних архейских до современных неотектонических подвижек. Как правило, это дислокации северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений. Большая их часть представлена глубинными разломами, трассируемыми телами интрузивных пород. В ряде мест интенсивные тектонические движения образовали сеть пересекающихся разломов разного возраста и направлений, отчетливо выраженную в рельефе местности, в морфологии озерных котловин и речных долин.

Продуктивными геологическими структурами являются позднеархейские зеленокаменные пояса, например Кухмо – Суомуссалми, оконтуривающий Вокнаволоцкий блок. К Костомукшскому поясу относится крупнейшее на Фенноскандинавском щите железорудное месторождение с запасами 1,04 % от запасов железных руд месторождений мира. Легкообогатимые руды месторождения пригодны для бездоменной металлургии, производства сверхчистых сталей. В поясе Кухмо – Суомуссалми железные руды являются маломощными, обнаружены золото и лампроиты.

Положение и минерагеническую специфику этих структур в ходе протерозойской тектономагматической активизации определила подвижная глубинно-проникаемая зона шириной 10–15 км на границе с Вокнаволоцким блоком. Золоторудные проявления и месторождения этой зоны отно-

сят к золото-сульфидно-кварцевому типу месторождений. Оторванное от отложения позднеархейских супракрустальных толщ, образование золотых руд проходило в два этапа тектоно-магматической активизации, было связано с регенерацией, переотложением рудного вещества вмещающих комплексов при участии глубинных гидротермальных растворов. Этап, отвечающий золото-кварцевому и золото-пирит-кварцевому типу оруденения, ассоциирован с гранитоидами (2,65 млрд лет), контролировался субмеридиональными разломами глубинного заложения. Второй, наиболее продуктивный этап формирования (1,23 млрд лет), представленный золото-арсенопирит-кварцевым типом оруденения и связанный с раннепротерозойскими селецкими микроклиновыми и рапакивиподобными щелочными гранитами возраста 2,45 млрд лет, контролировался региональными тектоническими зонами СЗ 310° простирания. Золото рудопроявления Луупеансуо в Костомукшском рудном поле высокопробное, свободное, легко обогащаемое. Размер его золотин оценивается от 10 до 250 мкм (средних 42 мкм). Прогнозные ресурсы золота по категории P_1 могут составить 125 тонн [Горьковец и др., 2007].

В Костомукшском рудном поле выявлены более 100 даек лампроитов различного минерального состава и диатремы кимберлитов II группы (оранжеитов). Кусты диатрем приурочены к узлам пересечения и сочленения, сопоставимых по рангу мантийных субширотных диагональных СЗ 300–310° и дуговых тектонических разломных зон глубинного заложения. Стволовые высокопроницаемые участки провоцируют внедрение в земную кору мантийного вещества. Диатремы сложены эксплозивными брекчиями с обломками грацбургитов-дунитов 0,1–10 см в поперечнике и амфиболовых сланцев по базальтам контоксской серии, содержат пироп, шпинель, хромдиопсид, пикроильменит, хромпикотит, хромит, апатит, Sr-apatит, тетраферрифлогопит, рутил, другие минералы. Основная масса оранжеитов представлена флогопитом, оливином. Обломки имеют округлую, овальную форму. Количество обломков достигает 50 %. Из оранжеитов Костомукшского рудного района выделены десять бесцветных кристаллов алмазов тетраэдрической и октаэдрической формы размером 0,8–1,5 мм [Горьковец и др., 2013].

Для планирования охранной и хозяйственной деятельности в пределах Зеленого пояса Фенноскандии как целостного природно-экономического домена приоритетным является определение его границ. Первоначально ширину пояса оценивали в соответствии с размером приграничной полосы – 50 км. Ориентация территории на развитие туризма вызвала предложение совместить его границы с границами административно-территориального деления. Формальные попытки проведения границ пояса не учитывают связи его охраняемых территорий с прилежащими районами и акваториями.

Согласно биогеографическому подходу, естественными границами пояса являются берега рек и озер [Kryshen' et al., 2013]. С точки зрения геологии, такой подход вполне адекватен, поскольку речная и озерная сеть проходит по тектоническим зонам, естественным образом ограничивающим геологические структуры Зеленого пояса Фенноскандии.

Разнообразие мхов на горных породах

На кристаллическом фундаменте почвы формируются в результате выветривания горных пород, переноса продуктов выветривания водой и последующего переотложения. Наследуемый почвой химический состав горных пород определяет продуктивность почв. Удобным объектом при исследовании связи «порода – организм» являются мхи, обитающие почти непосредственно на скально-каменистом субстрате горных пород. Характеристики, полученные при изучении видового разнообразия мхов, позволяют глубже понять экологическую роль горных пород.

Разнообразие мхов изучали на выборке 1500 образцов в районе Восточной Финляндии (рис. 4.68) на 124 коренных обнажениях в условиях различной освещенности, влажности, при разной степени сформированности почвы. Названия видов мхов даны согласно работе [Ignatov et al., 2006].

Район исследования сложен позднеархейскими и раннепротерозойскими образованиями. Позднеархейские образования составляют гнейсо-граниты, гранито-гнейсы и мигматиты. Раннепротерозойские слюдяные сланцы и кварциты развиты ограниченно, относятся к южной оконечности пояса Кайнуу. Материалом их образования послужили продукты вулканической деятельности – лавы, туфы и песчано-глинистые осадки.

По генезису выделяли магматические породы: эффузивные, интрузивные и осадочные породы, а по содержанию SiO_2 – ультраосновные (< 45 %), основные (45–52 %), средние (52–63 %) и кислые (> 63 %). Несмотря на перекристаллизацию под действием высоких температур 500–700 °С и давлений 300–8000 бар, горные породы территории сохранили признаки своего происхождения и первоначального химизма. На участке Келлоярви образцы мхов отбирались на преобладающих архейских метаморфизованных ультраосновных лавах, в меньшем объеме – на присутствующих

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

металавах основного состава, на участке Типасъярви – на метаморфизованных ультраосновных и основных лавах, прорывающих интрузивных основных породах (габбро-долеритах), а также металавах кислого состава и метаморфизованных песчано-глинистых осадочных породах – слоистых, тонкоритмичнослоистых слюдяных сланцах. На участке Сивакка – Лусиккаваара образцы мхов отбирали на преобладающих гнейсах (биотитовых) и мигматитах по ним, присутствующих металавах основного состава, гранитах, на участке Ямасъярви – на распространенных гранито-гнейсах и мигматитах по ним. На участке Онтоярви имеются метаморфизованные лавы кислого состава, гнейсо-граниты и мигматиты по ним. Основные вулканиты, осадочные породы (кварцитопесчаники, слюдяные сланцы) развиты незначительно. Участок Валtimo включает протерозойские метаосадочные породы (слоистые слюдяные сланцы, филлиты и розовые кварциты), гнейсо-граниты и мигматиты по ним, основные интрузивы (габбро-долериты) и кислые интрузивные микроклиновые граниты.



Рис. 4.68. Схема расположения участков исследования:

Ранний протерозой: 1 – слюдяные сланцы, гнейсы и кварциты пояса Кайнуу. Поздний архей: 2 – породы зеленокаменного пояса Кухмо; 3 – гнейсограниты, гранито-гнейсы и мигматиты по ним. Участки: I – Келлоярви; II – Типасъярви; III – Сивакка – Лусиккаваара; IV – Ямасъярви; V – Онтоярви; VI – Валtimo

Породы для анализа приуроченности к ним мхов объединяли в группы: эффузивные (ультраосновные, основные, кислые), интрузивные (основные, кислые), гнейсы и мигматиты, метаосадочные (сланцы и кварциты). Эффузивные ультраосновные породы представлены лавами коматиитов, превращенными процессами метаморфизма в серпентиниты. Для состава ультраосновных пород характерны высокое содержание оксида магния (25–35 %), низкое содержание оксида кремния (< 45 %) и значительные колебания содержания оксидов кальция (3–15 %) и железа (6–11 %). Эффузивные основные породы представлены лавами базальтов, превращенными процессами метаморфизма в амфиболовые сланцы. Основные вулканиты содержат оксиды кремния (48–52 %), магния (6–8 %), кальция (9–10 %) и железа (10–11 %). Эффузивными кислыми породами являются лавы и туфы, превращенные процессами метаморфизма в кварц-полевошпатовые сланцы. По сравнению с описанными металавами, эти породы больше содержат оксида кремния (67–77 %), но меньше – оксидов магния (< 1 %), кальция (1,5–3,5 %) и железа (4 %). Интрузивные основные породы включают амфиболиты, габбро и габбро-долериты. По химизму основные интрузивы близки к основным эффузивам. Интрузивные кислые породы представлены преимущественно микроклиновыми гранитами. Химический состав этих пород характеризуется высоким содержанием оксида кремния (73–77 %), низким – оксидов железа (< 3 %) и магния (< 1 %), преобладанием оксида калия над оксидом натрия и суммарной щелочностью до 8 %. Гнейсы – это глубокометаморфизованные породы, образовавшиеся за счет интенсивного изменения магматических и осадочных пород при полной утрате первичных признаков исходных пород. Для распространенных в районе исследований биотитовых гнейсов заметно обилие прожилков гранитного состава (кварц-полевошпат-микроклиновых), свидетельствующее об усилении процессов мигматизации и образования мигматитов. По химизму мигматиты близки к гранитам. Содержание кремнезема в них достигает 70 %, а количество глинозема составляет 13–14 % при низкой железистости и магниальности. Метаосадочные сланцы представлены кварц-биотитовыми и слоистыми слюдяными сланцами, образовавшимися за счет метаморфизма слоистых песчано-глинистых отложений.

На исследованных горных породах обнаружено 99 видов мхов [Бойчук и др., 2010а]: Келлоярви – 56 видов, Типасъярви – 75, Сивакка – Лусиккаваара – 34, Ямасъярви – 30, Онтоярви – 49, Валtimo – 53,

составляющих 15 % от флоры мхов Финляндии (651 вид: [Ulvinen, Syrjänen, 2009]). По таксономической структуре эти виды отнесены к 58 родам, 30 семействам, 12 порядкам и 5 классам. Ведущими семействами являются *Dicranaceae* (13 видов), *Grimmiaceae* (11 видов), *Polytrichaceae* (10 видов), *Brachytheciaceae* (9 видов). Два вида оказались новыми для двух биогеографических провинций Финляндии [Ulvinen, Syrjänen, 2009]. *Polytrichum hyperboreum* (новый для *Ostrobotnia kajanensis*) обнаружен в окрестностях г. Соткамо, восточнее берега оз. Типасъярви, у перекрестка дорог Кухмо – Валtimo и на Кутониemi на выходах эффузивных ультраосновных пород. *Brachythecium mildeanum* (новый для *Karelia borealis*) найден в 14,6 км на ЮЗ от Валtimo по дороге на Лоукко на выходах интрузивных основных пород.

Из 99 выявленных эпилитных видов мхов 76 видов являются факультативными, 23 – облигатными. Среди факультативных эпилитов на коренных породах встречаются виды, типичные для лесов (*Pleurozium schreberi*, *Hylocomium splendens*, *Dicranum scoparium*, *D. polysetum*, *Ptilium crista-castrensis*, *Sphagnum girgensohnii* и др.), болот (*Aulacomnium palustre*, *Scorpidium cossonii*, *Sphagnum capillifolium*, *S. compactum*, *S. fallax*, *Warnstorfia fluitans* и др.), берегов водоемов (*Calliergom cordifolium*, *Fissidens osmundoides*, *Hygrohypnella ochracea*, *Oncophorus wahlenbergii*, *Polytrichastrum longisetum*, *Rhizomnium punctatum* и др.) и нарушенных местообитаний (*Atrichum tenellum*, *Brachythecium albicans*, *Ceratodon purpureus*, *Dicranella subulata*, *Oligotrichum hercynicum*, *Polytrichum juniperinum* и др.). Облигатные эпилитные виды мхов произрастают на «голой» поверхности породы (*Andreaea rupestris*, *Grimmia muehlenbeckii*, *G. longirostris*, *Schistidium apocarpum*, *S. dupretii*, *S. lancifolium* и др.), в трещинах (*Amphidium lapponicum*, *Bartramia pomiformis*, *Cynodontium strumiferum*, *Ditrichum flexicaule*, *Tortella tortuosa*, *Pohlia cruda* и др.). На магматических породах (метавулканитах) обнаружено 89 видов, из них на эффузивных – 78 (ультраосновных – 68, основных – 44, кислых – 33) и интрузивных – 60 (основных – 48, кислых – 47); метаморфических гнейсах и мигматитах – 43; метаосадочных породах – 47 (сланцах – 45, кварцитах – 26). Сравнительный анализ парциальных бриофлор (флор мхов на рассматриваемых породах) показал, что по видовому составу бриофлора эффузивных ультраосновных пород наиболее близка к бриофлорам интрузивных и эффузивных пород основного состава (39 и 37 общих видов соответственно), а флора мхов кварцитов – к таковой интрузивных пород кислого состава (26 общих видов). К индифферентным можно отнести 16 видов (*Aulacomnium palustre*, *Bucklandiella microcarpa*, *Ceratodon purpureus*, *Dicranum flexicaule*, *D. fuscescens*, *D. polysetum*, *D. scoparium*, *Hylocomium splendens*, *Niphotrichum canescens*, *Plagiothecium laetum*, *Pleurozium schreberi*, *Pohlia nutans*, *Polytrichum commune*, *P. juniperinum*, *P. piliferum*, *Sanionia uncinata*), поскольку они обнаружены на всех исследованных породах различного генезиса и химизма.

Две трети выявленных видов (64) встречаются в Голарктике, охватывающей большую часть северного полушария от Арктики до севера Мексики, северного края Сахары, Аравийского полуострова, Гималаев, юга Китая и Японии. Это *Amphidium lapponicum*, *Atrichum tenellum*, *Brachythecium velutinum*, *Brachythecium albicans*, *B. mildeanum*, *Bucklandiella microcarpa*, *Calliergom cordifolium*, *Campyliadelphus chrysophyllus*, *Cynodonium strumiferum*, *C. tenellum*, *Dicranella subulata*, *Dicranum brevifolium*, *D. drummondii*, *D. flexicaule*, *D. fragilifolium*, *D. fuscescens*, *D. majus*, *D. montanum*, *D. polysetum*, *D. spurium*, *D. undulatum*, *Ditrichum flexicaule*, *D. heteromallum*, *D. pusillum*, *Encalypta streptocarpa*, *Eurynchiastrum pulchellum*, *Grimmia elatior*, *G. muehlenbeckii*, *Heterocladium dimorphum*, *Homalia trichomanoides*, *Hygrohypnella ochracea*, *Niphotrichum canescens*, *Oncophorus wahlenbergii* и др. Только европейским типом ареала характеризуется *Herzogiella striatella*, евразийским – *Dicranum drummondii*, европейско-американским – *Heterocladium dimorphum*. Распространение *Bryum moravicum* пока остается неясным из-за различий в понимании объема вида.

В обоих полушариях отмечен 31 вид: *Amblystegium serpens*, *Andreaea rupestris*, *Aulacomnium palustre*, *Bartramia pomiformis*, *Brachythecium rutabulum*, *B. salebrosum*, *Buxbaumia aphylla*, *Ceratodon purpureus*, *Dicranum scoparium*, *Distichium capillaceum*, *Fissidens osmundoides*, *Grimmia longirostris*, *Hedwigia ciliata*, *Hylocomium splendens*, *Hypnum cupressiforme*, *Philonotis fontana*, *Plagiothecium denticulatum*, *P. laetum*, *Pleurozium schreberi*, *Pogonatum urnigerum*, *Pohlia cruda*, *P. nutans*, *P. wahlenbergii*, *Polytrichastrum alpinum*, *P. longisetum*, *Polytrichum commune*, *P. juniperinum*, *P. piliferum*, *Sanionia uncinata*, *Tetraplodon mnioides*, *Warnstorfia fluitans*.

Из результатов изучения распространенности мхов на территории восточной части Центральной Финляндии на породах разного генезиса и химизма следует, что наибольшее видовое разнообразие мхов характерно для эффузивных пород ультраосновного состава (68 видов), наименьшее – для метаосадочных кварцитов (26 видов). Химизм горных пород у эффузивных пород ультраосновного состава отмечен высоким содержанием оксидов магния, кальция, железа, повышенной

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

скоростью выветривания, а у метаосадочных кварцитов – крайне беден: почти все они полностью состоят из оксида кремния.

Результаты исследования мхов на охраняемых природных территориях Карелии приведены в табл. 4.11 [Бойчук и др., 2010б]. На все территории составлены геоэкологические карты.

Таблица 4.11. Распространенность мхов по охраняемым территориям

Охраняемые природные территории	Год создания	Площадь, га	Число видов мхов		Число видов эпилитных мхов	
			общее	редкие	общее	редкие
НП «Паанаярви»	1992	104354	339	35	248 (90)	32 (22)
НП «Калевальский»	2006	74400	160	3	92 (14)	2 (1)
ЗП «Костомукшский»	1983	47569	158	1	92 (15)	1 (–)
ЗК «Толвоярви»	1995	41900	144	2	93 (13)	1 (–)
Проект. ЗК «Тулос»	2015	68500	155	3	96 (19)	1 (1)
Проект. ЗК «Койтайоки»	2015	36300	113	1	73 (11)	–
Проект. НП «Ладожские шхеры»	2010	120000	278	30	226 (78)	24 (17)
Всего: 7 ООПТ		493023	427	63	313 (118)	51 (36)

Эндогенные флюиды и тектонические зоны

Тектонические зоны представляют участки сдвиговых дислокаций земной коры. Подвижность, проницаемость и делимость литосферы делают их подверженными деформациям и преобразованиям вещества. К ним приурочены аномалии геофизических полей, магнитотеллурические токи, плазменные образования, геохимические особенности, повышенный тепловой поток и радиоактивность. В узлах пересечения тектонических зон фиксируют участки загрязнения почв, гибели рыб и морских звезд, дихотомии и других аномалий роста деревьев, вариабельность атмосферных показателей и возмущений атмосферного электрического поля [Кутинов, Чистова, 2010].

Часть свойств тектонических зон объясняют разгрузкой в них эндогенных флюидов, переносящих тепло от внешнего ядра и формирующих канал распространения со специфическими механическими, тепловыми и вещественными свойствами [Енгальчев, 2011].

Среди известных эндогенных флюидов – водорода, метана, диоксидов углерода и серы, азота и других – во многих отношениях интересен радон – тяжелый инертный газ, не имеющий цвета, запаха, растворимый в воде, переносящийся водными потоками на значительные расстояния. Благодаря радиоактивности его легко обнаружить. Радон несет информацию о напряженном состоянии и геодинамике горных массивов, является предвестником землетрясений, оказывает влияние на биосферу и здоровье людей. Его изотопы дают начало цепочкам новых распадов с образованием α -, β -, γ -частиц и долгоживущих дочерних радионуклидов, в частности изотопов полония и висмута [Бекман, 2001]. Опасность облучения населения от радона и продуктов его распада, по данным ООН, составляет 43 % [Ионизирующие..., 1988]. Для территории Зеленого пояса Фенноскандии с выходящими на дневную поверхность массивами горных пород, активными тектоническими зонами, месторождениями полезных ископаемых, горно-добывающей промышленностью мониторинг радона особенно значим.

Целью наших исследований было определение объемной активности радона в тектонически активных зонах разновозрастных докембрийских геологических структур. Исследования вели в 2012–2013 гг. на территории Зеленого пояса Фенноскандии со стороны Карелии и Финляндии и прилегающих территорий.

Раннеархейские комплексы с возрастом 3,5 млрд лет изучали на гранулитовых комплексах Вокнаволоцкого блока в районе дер. Вокнаволок (Западная Карелия), а позднеархейские кристаллические образования (2,75–2,8 млрд лет) – в Костомукшском рудном поле (Западная Карелия) и районе Иломанси (Финляндия). Позднепротерозойские геологические структуры с возрастом 1,9–2,1 млрд лет обследовали на территории Финляндии, непосредственно прилегающей к Зеленому поясу Фенноскандии, в сланцевых зонах месторождений Оутокумпу и Полвиярви.

Для измерения концентрации подпочвенного радона использовали сейсмическую радоновую станцию «СРС-05» [<http://ntm.ru/products/133/7282>] и индикаторы-детекторы радона «Сирад MR 106 N» [http://www.dozimetri-msk.ru/indikator_radona_sirad_mr-106/]. Станция «СРС-05» предназначена для длительной автономной работы, измерения объемной активности радона и торона, параметров среды: давления, температуры, влажности и сохранения полученных данных во внутренней памяти прибора. Места установки закапываемых в землю детекторов радона определяли по показаниям водо-

родного сенсора газоанализатора «Драгер Х – am 5000» [www.draeger.ru/Ru/ru/products/gas_detection/portable/multi/cin_x-am-5000.jsp]. Радиоактивный гамма-фон на поверхности измеряли сцинтилляционным радиометром «СРП-68» [www.ntfprompribor.ru/page145572].

Сейсмическая радоновая станция «СРС-05», результаты измерения показаны на рис. 4.69.



Рис. 4.69. Сейсмическая радоновая станция «СРС-05» в нерабочем (а) и рабочем (б) состояниях, временная изменчивость объемной активности радона в тектонической зоне месторождения Оутокумпу (Финляндия) (в)

Цикличность суточного хода концентрации радона связана с приливными волнами литосферы. Из результатов проведенных наблюдений и измерений можно заключить:

- каналы разгрузки радона на обследуемой территории связаны с разновозрастными зонами разломов, длительно сохраняющими свою активность и фиксируемыми по эманациям легких флюидов;
- наибольшая объемная активность радона 14 кБк/м³ обнаружена для позднеархейских геологических структур, сложенных содержащими уран микроклиновыми гранитами; для позднепротерозойских образований объемная активность радона зафиксирована в интервале 2–4 кБк/м³, а для раннеархейских породных типов объемная активность радона составила около 1 кБк/м³ – радиационный гамма-фон не является надежным индикатором повышенных концентраций почвенных радиоактивных газов.

Полученные результаты следует уточнить при увеличении статистики наблюдений.

Структурные аномалии деревьев тектонических зон

Растения, и прежде всего древесные формы, развивающиеся на одном месте десятки, сотни лет, являются индикаторами влияния факторов тектонических зон на биологические объекты. О чувствительности деревьев к этим факторам свидетельствуют четко выраженные на космических снимках полосы зон разломов, отражающие смену состава растительности даже при мощном чехле четвертичных отложений [Спутниковые..., 2010].

Основную радиационную нагрузку на растения в тектонических зонах дает радон. Поступая в растение с водой через корни, он вместе с дочерними продуктами распада подвергает растение внутреннему облучению. Такое облучение оказывается эффективным благодаря способности радионуклидов избирательно накапливаться в тканях растения и разрушать клеточные структуры за счет α -, β -, γ -излучений, в частности, за счет радионуклидов больших периодов полураспада, практически не выводящихся из тканей. Результатом являются выраженные эффекты радиационной стимуляции, морфологических и генетических изменений, лучевой болезни, старения, снижения продолжительности жизни и гибели. Особенно велик риск внутреннего облучения у многолетних растений.

Типичными аномалиями деревьев в тектонических зонах являются разнообразие форм, многоствольность, дихотомия, наросты, свилеватость, закрученность стволов и ветвей. Аномалии сосен представлены на рис. 4.70.

Вариабельность признаков полиморфизма в пределах зон разломов известна у берез повислой (*Betula pendula*), Литвинова (*B. litwinowii*) и Радде (*B. raddeana*), клена Траутфеттера (*Acer trautvetteri*), бука восточного (*Fagus orientalis*), сосны Коха (*Pinus kochiana*). Число особей измененного фенотипа и количество стволов в клоне растут по мере приближения к линиям разрывных нарушений, дайкам, интрузиям, узлам пересечения поверхностных и глубинных разломов [Шиманская и др., 2013]. Индикатором цитогенетических аномалий соматических клеток, подвергшихся действию мутагенов разной природы: α -, β -, γ -, УФ, рентгеновских излучений, химических веществ (бензол, бензапирен,

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

выхлопные газы, колхицин, колцемид и др.), вирусов, гипо- и гидротермии, являются дополнительные ядрышки в клетках растений. Ядрышки обнаружены у традесканции и зебрины повислой в зонах разгрузки радона с объемной активностью 200–400 Бк/м³ [Калаев и др., 2001].

Помимо причин, вызывающих мутации, важную роль играют факторы, обеспечивающие выживание мутантам. Многоуровневая структурно-функциональная организация растений проявляет неоднозначные реакции на облучение. То, что на одном уровне считается повреждением системы, на более высоком уровне оказывается условием ее сохранности. Так, гибель клеток с поврежденной ДНК влечет восстановление тканей за счет полноценных клеток и повышает радиорезистентность растения. В тех случаях, когда внутриклеточные структуры предотвращают гибель клеток, последующие деления таких клеток сопряжены с ошибками, нарушениями генома и негативно сказываются на жизненном цикле потомков. Нарушение деления клеток способствует образованию наростов. В ряду последовательных семенных генераций и в череде поколений последствия однократного острого γ -облучения, связанные с повреждениями генома, вызывали у потомков преждевременную гибель, увеличение аномальных форм в выборках, изменчивость морфологических признаков, неоднозначные реакции на дополнительное радиационное воздействие.



Рис. 4.70. Аномалии роста сосны: дихотомия (Иломантси), наросты (Оутокумпу), многоствольность (Вокнаволок)

Многолетние растения радиоактивных участков и их семенное потомство жизнестойкие, лучше приспособлены к среде. Многоствольность позволяет деревьям накопить больше снега зимой, противостоять колебаниям температуры, ранним заморозкам, солнечным ожогам и вирусным заболеваниям. Общая корневая система способствует усилению фотосинтеза, питания, сохранности растения при гибели одного или нескольких стволов. Крона многоствольного дерева более мощная, противостоит порывам ветра, длительно сохраняет листья. С такой кроной дерево лучше готовится к зиме. Потенциалы стволов, складываясь, усиливают электрическое поле растения. За счет затенения, позднего опадания листьев, сильного электрического поля многоствольное дерево успешно борется с сорняками в пределах занимаемой территории и на подступах к ней. Компактность многоствольной формы создает благоприятные условия для насекомых-опылителей [Дэви, 2008].

Дихотомию считают частным случаем многоствольности. При обычных условиях частота дихотомии ствола у сосны не превышает 0,5–1 %. В зонах разломов она достигает до 25 %, а в их центральных частях до 60 % [Григорьев, Мирошников, 2000]. Из лиственных деревьев дихотомии и другим аномалиям в тектонических зонах наиболее подвержены березы.

Причины дихотомии и многоствольности деревьев до конца не выяснены. Их связывают с приуроченностью к тектоническим зонам, рудным месторождениям и радоновым водам. Поскольку в условиях конкуренции за ресурсы дихотомия и многоствольность невыгодны, можно предположить, что они являются результатом радиационного гормезиса – действия слабых доз радиации, инициирующих у растения реакции синтеза белков и активации гена репарации ДНК, мембранных рецепторов, стимуляцию иммунной системы. Проявлением гормезиса считают адаптивный ответ, повышающий устойчивость биологических объектов к поражающим дозам радиации в случае их предварительного облучения слабыми дозами.

Измерения на озе в дер. Вокнаволок, содержащем многоствольные и дихотомичные сосны, по-видимому, подтверждают эту точку зрения. Сформированный ледниковой рекой горизонтальный канал распространения радона способствует тому, что на поверхности концентрация радона не отличается от фоновой. Одновременные измерения, проведенные станцией «СРС-05», индикаторами-детекторами радона «Сирад» показали: на глубине 0,8–1 м объемная активность радона составляла 700–1000 Бк/м³, а на глубине 0,2–0,3 м – 50 Бк/м³.

Гигантские муравейники

Помимо обычных муравейников высотой 0,5–0,7 м и диаметром подошвы 0,7–0,9 м, на территории заповедников «Костомукшский» и «Lentua» встречаются муравейники с размерами соответственно 1,7–2,0 м и 2,3–2,6 м (рис. 4.71). Как правило, эти муравейники встречаются группами [Higashi, Yamauchi, 1997].

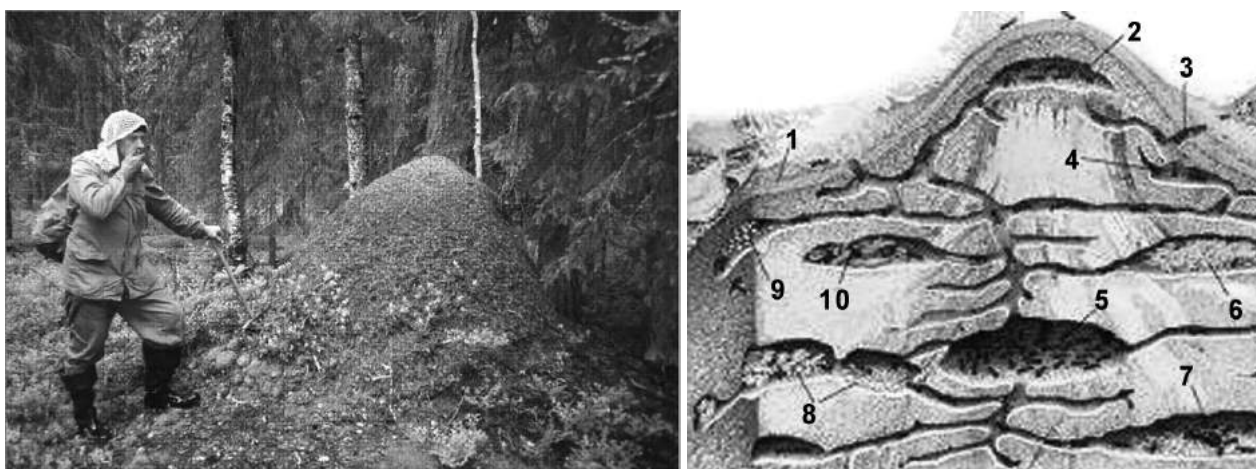


Рис. 4.71. Крупный муравейник в заповеднике «Костомукшский». Структурная схема муравейника в разрезе:

1 – покрытие; 2 – солярий; 3 – один из входов; 4 – кладбище; 5 – зимовальная камера; 6 – амбар; 7 – царская камера; 8 – камеры с яйцами, личинками, куколками; 9 – коровник для тлей; 10 – мясная кладовая

Гигантский муравейник устойчив к неблагоприятным факторам среды. В нем легче поддерживать температурный режим, оплодотворять самок, воспроизводить рабочих муравьев. Часто такой муравейник состоит из нескольких гнезд. Крупный муравейник заметен, привлекает разорителей. Разорители повторно не трогают поломанное гнездо. Восстанавливая его, муравьи демонстрируют приверженность месту. Лесные рыжие муравьи избирательно выбирают место для муравейника, а при искусственном расселении не приживаются на участках, ничем не отличающихся по таксационным параметрам [Захаров, Калинин, 2007].

Сосредоточенные на небольшой площади крупные муравейники располагаются преимущественно вдоль взаимно перпендикулярных направлений. Это указывает на связь муравейников с дислокациями земной коры, имеющими тектоническое происхождение.

В заповеднике «Костомукшский» на участке площадью 0,15 км² сосредоточено 36 крупных муравейников при отсутствии обычных муравейников. Наблюдения за ними не велись в течение 17 лет. С годами количество муравейников менялось незначительно. Часть их прекратила существование, другие были восстановлены, возникли новые муравейники. Участок оказался удобным для геолого-геофизического изучения: на нем были пробурены гидрологические скважины, проведена геологическая съемка.

Тектонический каркас территории заповедников «Костомукшский» и «Lentua» показан на рис. 4.72. Многочисленные трещины и палеодислокации образовались в результате тектонических подвижек Вокнаволоцкого блока. Выявленные по морфологическим признакам палеодислокации прослежены в рельефе на протяжении 20 км, надежно фиксируются методами магниторазведки и электроразведки [Gorkovets, Rayevskaya, 1997].

Приуроченность крупных муравейников участка к зонам разломов установлена путем нанесения координат центров муравейников на тектоническую схему участка (рис. 4.73, а). Положения муравейников четко траассируют тектонические зоны.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

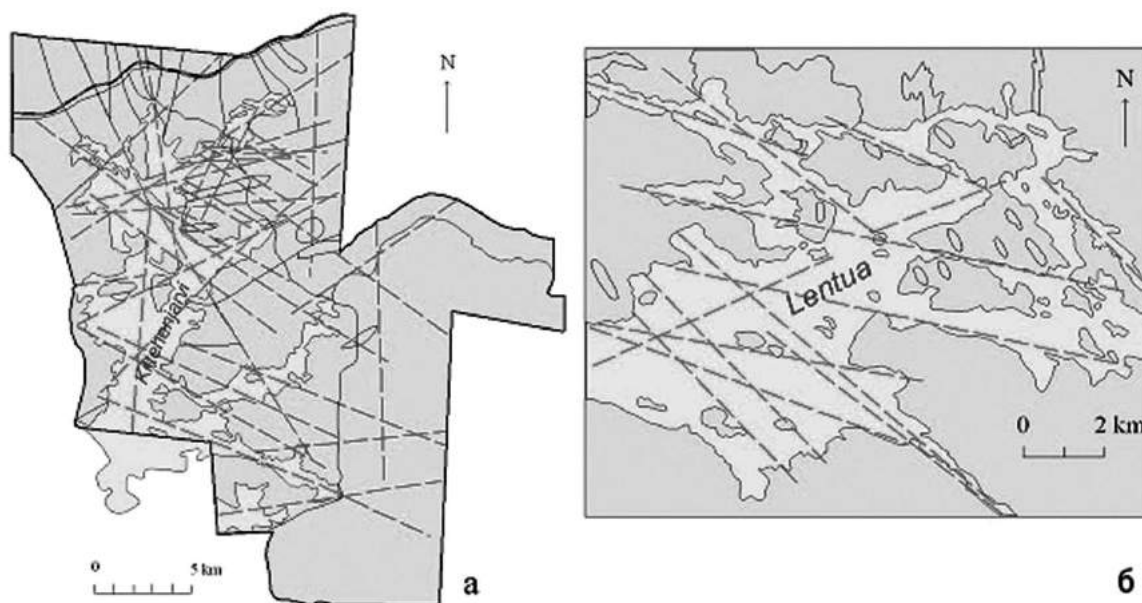


Рис. 4.72. Тектонические схемы территорий заповедников «Костомукшский» и «Lentua»

Причиной образования крупных муравейников считаем действие на муравьев радона, поднимающегося по тектоническим зонам. Несмотря на поверхностные фоновые уровни радиации 5–9 мкр/час, измеренные радиометром СРП-68, в водных источниках и гидрологических скважинах участка обнаружены высокие концентрации радона. Наибольшее значение 1300 Бк/л зарегистрировано в роднике на берегу озера. Этот факт косвенно указывает на наличие подпочвенного радона [Горьковец, Раевская, 1997].

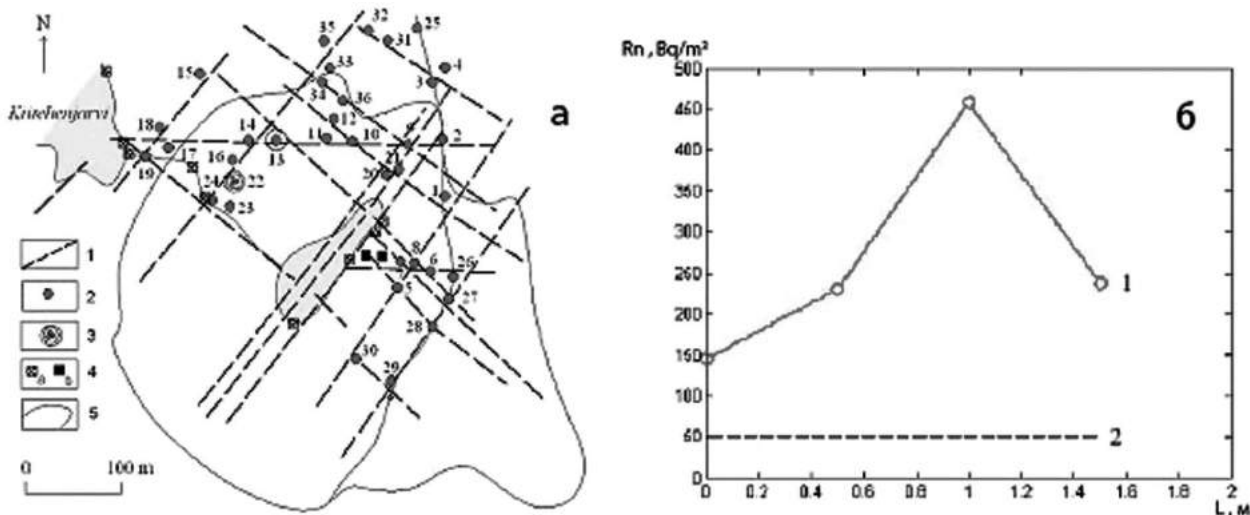


Рис. 4.73. а – схема разломов (1) с приуроченными к ним крупными муравейниками (2); (3) – разрушенные и восстановленные муравейники; (4) – гидрологические скважины и места отбора водных проб на радон; (5) – линии уровня; б – результаты измерений объемной активности радона (1) по профилю, перпендикулярному линии, соединяющей муравейники с номерами 7 и 8, нижний порог показаний прибора (2)

Распределение концентрации подпочвенного радона между муравейниками измеряли четырьмя пространственно разделенными детекторами радона «Сирад М 106 N», размещенными на глубине 0,4–0,5 м в ямах с дополнительными вертикальными узкими каналами длиной 0,5 м. Для предохранения от влаги ямы сверху закрывали полиэтиленом и обкладывали дерном. Несколько детекторов использовали для съемки профиля концентрации радона в одном временном интервале. Время измерения объемной активности радона составляло четыре часа.

При первом измерении три детектора размещали на линии муравейников между муравейниками под номерами 7 и 8, четвертый – в стороне на расстоянии 5 м. Показания детекторов соответственно составили 102, 112, 91 и 51 Бк/м³. Следующие измерения между теми же муравейниками были проведены на следующий день. Теперь детекторы размещали на профиле, перпендикулярном линии муравейников, пересекающем ее в точке наибольшего показания первого эксперимента. Расстояние между детекторами было 0,5 м, а протяженность профиля приборов соответствовала диаметру подошвы муравейника. В распределении концентрации радона вблизи линии центров муравейников был обнаружен максимум (рис. 4.73, б). В течение интервала измерений в полосе между муравейниками на поверхности при помощи газоанализатора DX6220 OEM измеряли концентрацию диоксида углерода, которая имела повышенное среднее значение – 460 ± 30 ppm.

Разгрузка флюидов в тектонических зонах сопровождается выносом легких газов водорода, гелия, метана, которые с глубины поднимают радиоактивный радон Rn, диоксид углерода CO₂, высшие углеводороды. Подпочвенный радон и продукты его радиоактивного распада действуют на муравьев и среду их обитания [[http://www.copah.info/articles/science /muraveiniki-kak-indikator-talykh-zon-v-vechnoi-merzlotte](http://www.copah.info/articles/science/muraveiniki-kak-indikator-talykh-zon-v-vechnoi-merzlotte)]. Мы полагаем, что именно высокие концентрации радона привлекают муравьев в тектонические зоны: муравьи используют радон для борьбы с паразитами.

В муравейнике живут разные виды паразитов [Муравьи – Энциклопедия]. Наездники-эвхаритиды (Eucharitidae) откладывают яйца на растения, посещаемые муравьями. Вылупившиеся личинки прикрепляются к муравьям и переносятся ими в гнездо, где кормятся куколками хозяев. Муравьи не отличают их от собственного расплода. Молодые царицы *S. daguerri*, спарившись, проникают в гнезда муравьев и прикрепляются к крупным царицам. Муравьи кормят, чистят чужих цариц, выращивают их расплод. Часть паразитов питаются секретами и остатками корма муравьев. Из-за малости и малоподвижности хозяева не выгоняют их из гнезда. Личинки жуков *Myrmecophodius excavaticollis* также являются падальщиками. Взрослые жуки покидают гнездо хозяина и ищут новые колонии. Проникнув в них, они сохраняют неподвижность, подвергаясь атакам рабочих муравьев, пока не приобретут их запах. Не в силах прокусить прищельцев, муравьи теряют к ним интерес. Неэффективность средств распознавания прищельцев по запаху и борьбы с ними ведет к тому, что растущая численность паразитов становится обузой для муравейника. Через пару лет такая колония муравьев прекращает существование.

Выбор радиационных участков для муравейников помогает муравьям уничтожать паразитов. При радиационном воздействии из-за высокой скорости деления клеток в эмбриональной стадии и стадии личинки клетки паразитов чаще мутируют и гибнут. У муравьев скорость деления клеток ниже. Клетки их хитинового покрова делятся раз в год во время линьки [<http://www.dez.ocy.ru/joseph-kunkel/index.html#ray>]. Кроме того, в популяциях насекомых при длительном радиационном воздействии наряду с увеличением числа мутаций различных типов генов идут процессы, повышающие устойчивость особей и отбор резистентных генотипов [<http://chernobyl.iatp.by/rus/n3/Bul31-1.htm>].

Для количественного описания численности муравьев $x(t)$ и паразитов $y(t)$ в муравейнике со временем t использована модель, заданная системой уравнений:

$$\begin{aligned} dx/dt &= ax - bxy \\ dy/dt &= cxy - dy \end{aligned} \quad (1)$$

с положительными коэффициентами a, b, c, d . Член ax характеризует скорость увеличения численности муравьев, член bxy связан с необходимостью муравьям обеспечивать паразитов. Член cxy определяет скорость увеличения численности паразитов, а член dy – скорость их естественной убыли. Модель аналогична модели «жертва – хищник» Лотка-Вольтерры [Lotka, 1925; Volterra, 1931]. Из ее стационарных решений

$$\begin{aligned} x &= 0, y = 0 \\ x &= d/c, y = a/b \end{aligned} \quad (2)$$

ненулевое решение определяет численность муравьев отношением d/c .

Для тектонических зон коэффициенты a, b, c будем считать теми же, что и для других участков, а коэффициент d – имеющим большее значение вследствие радиации. В этом случае численность муравьев оказывается больше, а численность паразитов сохраняется. С учетом постоянства объема, приходящегося на одного муравья в муравейнике, модель объясняет увеличение размеров муравейников для тектонических и радиационных зон. При этом число паразитов, приходящихся на одного муравья, уменьшается. Муравьи крупных муравейников выглядят более энергичными и работоспособными.

Тепловые, электрические и химические свойства тектонических зон разломов также могут привлекать муравьев. Муравейники часто возникают рядом с генерирующими или аккумулирующими тепло элементами: стволом дерева, гниющим пнем, скалой, большим камнем. По сравнению с окружающей средой температура тектонических зон выше за счет тепла, переносимого флюидами, и низкой теплопроводности воздуха. Вклад в повышение температуры дает конденсация водяного пара на ионах. Температура известных радоновых источников достигает 35 °С [<http://ski-sun.ru/aus/radon>]. Для северных территорий даже небольшое приращение температуры, порядка градуса, может усиливаться положительной обратной связью: с ростом численности муравьев диссипативные процессы в муравейнике интенсифицируются. При средней летней температуре 14–18 °С температура внутри муравейника приближается к 26–28 °С. Значительные размеры муравейника способствуют снижению поддерживаемого градиента температур.

Как электрические насекомые, находящиеся в близком родстве с пчелами и осами, муравьи плохо переносят дождь: с приближением грозы реагируют на изменение знака поверхности Земли, спешат в муравейник, закрывают входы [Polk, Postow, 1996]. Активность разломов препятствует электрической переполюсовке, а конденсация влаги на ионах уменьшает вероятность образования облаков и туч. Влага, сконденсированная в приземном слое, является важным ресурсом муравейника.

Из возможных химических факторов тектонических зон отметим синтез муравьиной кислоты из компонентов литосферных газов. Для их усвоения муравьям не требуется расщеплять твердое органическое вещество.

Таким образом, при адаптации к среде муравьи в полной мере используют ее особенности: потоки флюидов, энергию, геофизические поля. Крупные муравейники маркируют разломы, радиационные участки, участки отсутствия вечной мерзлоты. Тем самым они снижают риск освоения территорий.

Каменные артефакты

Каменные артефакты обнаружены летом 1995 г. на территории заповедника «Костомукшский», на удалении около 1 км от северо-восточного берега оз. Каменного (Киитехенъярви), на пологом юго-западном склоне возвышенности, спускающемся к заливу Камалаhti [Gorkovets et al., 2000]. Комплекс Камалаhti находится в редком смешанном лесу, выросшем на месте некогда существовавшей вырубki. Размеры площадки каменной насыпи составляют примерно 100 x 50 м. Схема комплекса Камалаhti показана на рис. 4.74.

Комплекс включает не менее 30 объектов, которые по размерам и конструктивным особенностям разделены на две разновидности. К первой разновидности относятся девять округлых в плане кладок диаметрами от 2 до 6 м, высотой 0,4–0,8 м. Кладки состоят из выложенных по периметру в два-три ряда крупных (30–60 см в поперечнике) валунов. Их внутренние части заполнены более мелкими камнями. Вторая разновидность представлена двумя десятками меньших по размеру кладок, округлых или удлиненных в плане, конусовидных или полусферических в профиле, размерами от 0,4 до 1,5 м в поперечнике и высотой от 0,3 до 0,5 м. Они сложены валунами размером до 30 см в диаметре. Точное число таких сложений определить затруднительно из-за задернованности мхом.

В западной части комплекса расположена круглая поляна диаметром около 12 м, заросшая травой и мхом. По части периметра и в центре поляны отмечены несколько каменных кладок второй разновидности. Вероятно, поляна была расчищена со снятием частично слоя подзола и засыпана слоем песка толщиной около 15 м.

Разборке была подвергнута крайняя кладка, северо-восточная в группе (рис. 4.75). После удаления мха проявилась почти овальная в плане насыпь размерами 3,6 x 2,8 м, высотой 0,4–0,6 м от поверхности почвы. По периметру кладка выложена крупными валунами в два-три ряда, образующими вертикальные стенки конструкции. Внутри этот «кромлех» заполнен меньшими по размерам камнями без видимой системы примерно до высоты внешних стенок, местами не достигая их. Схема конструкции отражена на вставке рис. 4.74.

После разбора северной половины насыпи был зафиксирован поперечный профиль сложения по широтной оси, а затем кладка была разобрана «на снос». На ее месте открылось овальное в плане и блюдцевидное в профиле западание размерами 3,2 x 2,6 м и глубиной 0,15 м, примерно ориентированное длинной осью по линии юго-запад – северо-восток. В северо-восточной части углубления камни кладки залегали на пленке толщиной 2–3 мм истлевшего органического материала, напоминающего остатки шкуры. Под пленкой в верхней части слоя подзола имеются отдельные угольки

и небольшие углистые пятна аморфных очертаний мощностью до 1 см. К западу от этих остатков на подзоле зафиксированы слабые полосы древесного тлена от бревна или плахи длиной 1,8 м, ориентированные близко к меридиану. Подчистка поверхности раскопа не выявила следов перекопов. Следы погребения и какие-либо находки в каменной насыпи и под ней отсутствовали.

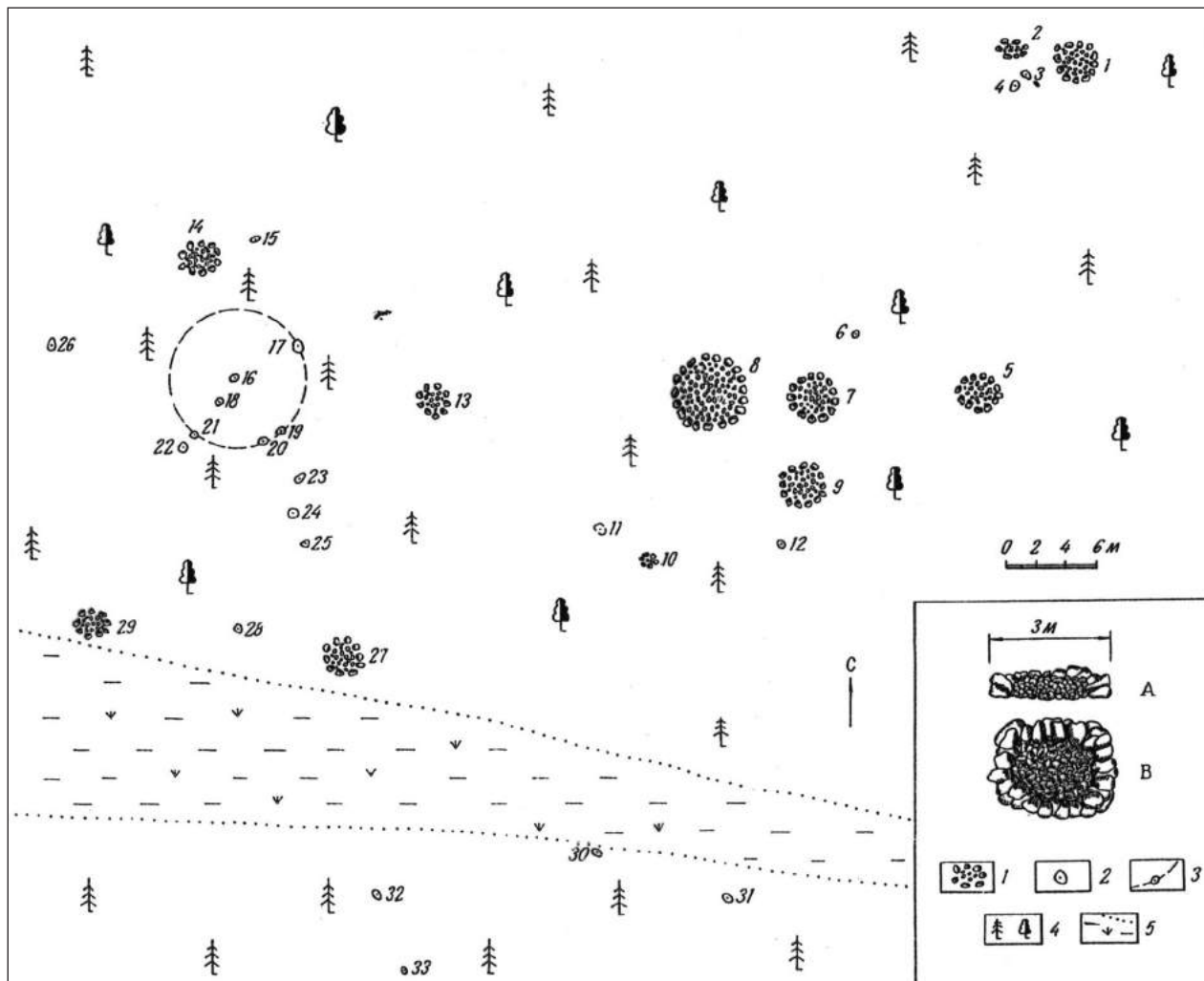


Рис. 4.74. Общая схема комплекса Камалахти: положения каменных артефактов с номерами 1–33; 1 – каменные груды; 2 – отдельные валуны; 3 – поляна; 4 – редкий смешанный лес; 5 – заболоченное место



Рис. 4.75. Каменный артефакт в естественном (а) и разобранном (б) виде

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Каменные кучи как категория археологических памятников на территории Республики Карелия изучались эпизодически. Прямые аналогии комплексу Камалаhti в Карелии отсутствуют. Каменные кучи с внешними стенками, сложенными из крупных валунов, заполненные мелкими камнями, неизвестны и в смежных районах Финляндии. Конструктивно более простые «Лопарские груды» (lapin-gauniot) встречаются в Северной Похъянмаа и в Кайнуу. Часть их интерпретируют как могилы, относят к бронзовому и раннему железному векам. По конструкции артефакты комплекса Камалаhti близки погребальным каменным насыпям Центральной и Южной Остроботнии в бронзовом и железном веках, типичным элементом конструкции которых является выложенный из больших камней краевой круг [Era-Esko, 1990]. Известный еще в римское время, этот элемент стал популярным в эпоху великого переселения народов. Раскопки, однако, не дали оснований считать артефакты комплекса Камалаhti погребальными сооружениями.

При поиске аналогий этим артефактам внимание привлекают несколько каменных сложений Карельского перешейка и Кольского полуострова с прочно сложенными вертикальными стенками и уплощенным верхом, интерпретируемые как жертвенные столы или алтари для совершения обрядов и жертвоприношений [Huure, 1983].

При сопоставлении комплекса Камалаhti с памятниками саамской культуры можно опереться лишь на самые общие сведения о расселении саамов на обширных лесных пространствах Восточной Фенноскандии и традиции местного населения связывать с лопарями каменные объекты: «каменки лопарских времен», «лопарские ямы», «оленьи могилы» [Huure, 1983].

Заключение

Начавшиеся более 20 лет назад геоэкологические исследования центральной части Карельского кратона и территории Зеленого пояса Фенноскандии продолжаются: появляются новые объекты, методики и результаты. Полученные результаты подтверждают эффективность и перспективность междисциплинарных подходов на стыке геологии с другими науками. Изучение влияния кристаллического фундамента на биоту может придать новый импульс исследованиям в этом регионе, способствовать его освоению и развитию.

ГЛАВА 5

ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ КОСТОМУКШСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

*Волк бежит через болото,
Через бор медведь проходит.
Пар от волчьих лап поднялся,
Мох от лап медвежьих падал.
Признаки руды железной
На следах остались волчьих,
На следах от лап медвежьих.
Тут кузнец наш Ильмаринен
На следы набрел медвежьих,
Снял куски руды железной
Со следов огромных волчьих,
Со следов от лап медвежьих.
И кует кузнец прилежно,
Ударяет в наковальню.
В кузнице, где и дверей нет,
Где и окон не бывало,
Меч он выковал отменный,
Лучший щит он в кузне сделал.*

«Калевала»

Население Карелии добывало железо из озерных и болотных руд еще до Петра. Это отразилось и в народном творчестве, в рунах «Калевалы».

Особенно развилось железоделание в Карелии в Петровскую эпоху. Здесь, где много леса для горючего и руды в болотах и на дне озер, был построен ряд небольших металлургических заводов. Сорок тысяч орудий для российского флота изготовлено в Карелии на петровских заводах.

Название столицы Карелии – Петрозаводск – отражает историю северной металлургии. Но затем, с развитием Урала, уменьшается роль Карелии, пока совсем не прекращается железоделание [Фиш, 1947]. Тем большую ценность имело открытие Костомукшского железорудного месторождения в Карелии в 1946 г. для республики и страны в целом. И сегодня так важно вспомнить имена первооткрывателей месторождения – людей, благодаря героическим усилиям которых состоялось это важное событие; людей, в чьих судьбах, как в зеркале, отразилась история великой страны.

В 1975 г. почетное звание «Первооткрыватель месторождения» за открытие Костомукшского месторождения присвоено начальнику Кимасозерской (Костомукшской) геолого-разведочной партии П.И. Иванову, а также экипажу самолета в составе пилота А.А. Попова, штурмана С.К. Верещагина и бортоператора-аэромагнитолога З.А. Макаровой. Только в 1989 г. это звание получил также начальник геофизического отряда С.Н. Поляков.

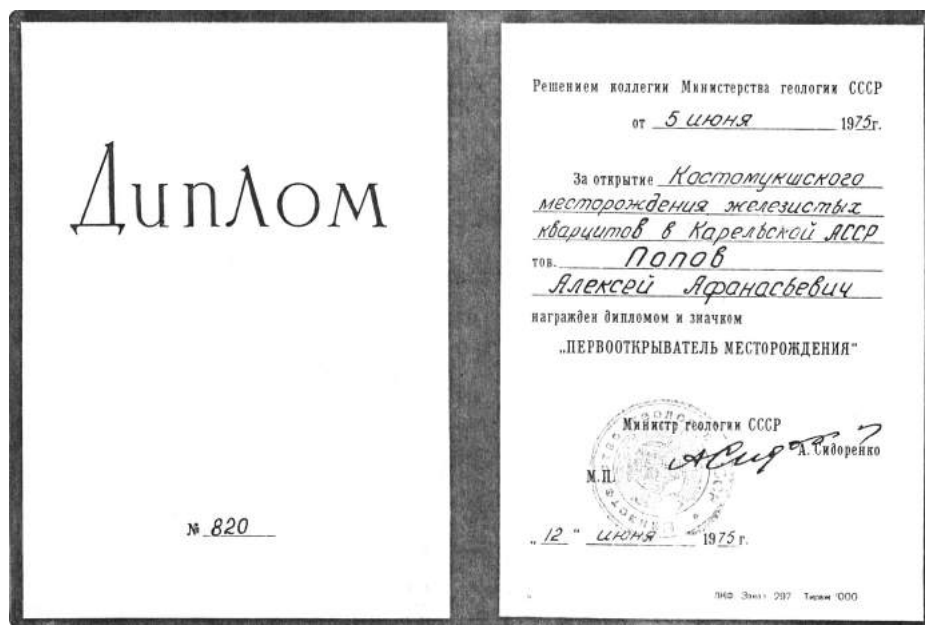
Многие участники работ оказались в силу разных причин «вне открытия», это относится к А.А. Логачеву, К.К. Судиславлеву, И.И. Малышеву. Ни один из руководителей Костомукшской геолого-разведочной экспедиции № 13 не попал ни в предварительный список первооткрывателей месторождения, ни в число кандидатов на присвоение звания лауреатов Государственной премии СССР (1985) «За открытие и разведку Костомукшского железорудного месторождения».

Поиск, открытие и разведка костомукшской руды проводились в сложные годы, на протяжении многих десятилетий. Судьбы сотен талантливых и героических людей связаны с изучением крупнейшего на северо-западе страны месторождения железистых кварцитов. Их усилиями создана необходимая основа для будущего освоения месторождения.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

В 1985 г. была присуждена Государственная премия СССР за вклад в освоение Костомукшско-го месторождения. Государственную премию получили: Николай Николаевич Голубев, Виталий Васильевич Морозов, Анатолий Николаевич Егорушков, Василий Иванович Макарын, Евгений Иванович Мошков, Николай Николаевич Хрусталеv, Евгений Людвигович Тушевский, Зоя Александровна Макарова, Наталья Андреевна Патковская, Кирилл Давыдович Беляев, Петр Иванович Иванов, Кауко Оттович Кратц [Фиш, 1947; Открытие и разведка..., 2014].

В настоящей главе представляем библиографический очерк А.А. Попова, одного из первооткрывателей Костомукшского месторождения, pilota самолета ПО-2-С. Дневниковые записи Алексея Афанасьевича о 30–40-х годах XX века были предоставлены его сыновьями – **Алексеем Алексеевичем Поповым** и **Андреем Алексеевичем Поповым**.



Диплом А.А. Попова



Алексей Афанасьевич Попов перед вылетом легкого одномоторного самолета ПО-2-С, 1946 г. КГМ



Экипажи самолетов «Аэрогеология». З. Макарова, А. Попов, С. Верещагин, Т. Сироткина, Е. Херувимова, И. Цыбульский и другие

А.А. ПОПОВ – ОДИН ИЗ ПЕРВООТКРЫВАТЕЛЕЙ КОСТОМУКШСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Попов Алексей Афанасьевич родился 30 марта 1918 г. в семье Попова Афанасия Гавриловича и Евнафы Николаевны в дер. Белощелье Лешуконского района Архангельской области. Деревня эта находится на северо-востоке от г. Архангельска по реке Мезени (район Крайнего Севера). Главой многочисленной патриархальной семьи был дедушка Гаврила Васильевич. Когда мама выходила замуж за Афанасия Гавриловича, была в этой семье 27-м членом.

Историки считают, современные жители Поморья Архангельской области являются потомками древних новгородцев, переселившихся в XV веке. Даже до наших дней сохранились обычаи, обряды, ремесла и другие фольклорные памятники, сходные с древними новгородскими. На территории Новгородской и Псковской областей под действием бурных прошедших событий и цивилизации они до неузнаваемости трансформировались, а в дальней глухомани долго еще сохранялись в первозданном виде.

Большая семья деда Гаврилы состояла из 9 сыновей, одной дочери и еще двух семей его умерших братьев. Дед единолично управлялся с этой «коммуной» без криков и повышения голоса, при этом сказанное им выполнялось беспрекословно. Он очень не любил скандалов, ругательств и курения, поэтому в доме не повышали голоса, не ругались нецензурно и никто не курил. Семья держалась не на строгости деда, а на уважении к нему. А главное – на справедливости его решений.

Первая мировая война, революция и Гражданская война нанесли невосполнимый урон этой семье. На фронтах и в период интервенции из семьи погибло 12 мужчин, в том числе 7 сыновей деда Гаврилы и бабушки Наталии. Отец Алексея – Афанасий Гаврилович, 1877 г. р., был старшим сыном. Продолжительное время служил в армии. Участвовал в русско-японской и Первой мировой войнах. За храбрость был удостоен четырех крестов Георгия, являлся полным георгиевским кавалером. Он был высокого роста и крепкого телосложения. Служить был призван в гвардейский Преображенский полк. Был дважды ранен и несколько раз контужен. В 1917 г. вступил в партию большевиков – и в Октябрьскую революцию пришел уже в качестве комиссара красногвардейского кавалерийского полка.

Пожились родители Алексея в конце 1905 г. Вместе прожили немногим более года, затем отец был снова призван в армию. Все дети, кроме первого, рождались после его приездов на побывку или ранения. В 1922 г. был последний приезд отца Алексея в Белощелье. После он отца не видел долгие годы, у него была уже другая семья.

Детство и юность Алексея проходили без отца, в семье деда Гаврилы и мамы. Семья состояла из дедушки, бабушки, мамы и детей, всего восемь человек. Жизнь становилась все труднее. Однако расчетливость, трудолюбие деда обеспечивали нормальное существование. Он был классный охотник и рыбак. Достаточно сказать, что он убил за свой век 46 медведей, правда, сорокового убивать не ходил – существовала у охотников притча: сороковой медведь для охотника будет роковым.

Мама была физически сильным человеком: работала на рубке леса и лесосплаве наравне с мужчинами и получала «мужской» коэффициент долевого участия. Хозяйство велось натуральное, выращивали ячмень, рожь, лен, коноплю, картошку, репу и капусту. Собирали много грибов и различных ягод, которых хватало на всю долгую зиму. Семья держала две коровы, овец, две лошади. В тех краях приучают работать с самого детства. Суровая природа, реки и озера, тайга и болота – непростые условия сизмальства вырабатывают у детей сноровку и смелость.

Очень рано дед стал приучать Алексея к охоте и рыбалке. Научил его обращению с охотничьими ружьями, ловушками, рыболовными снастями. Стрелять из дробовика мальчик умел уже в 6 лет. Рассказывал, что первого глухаря подстрелил в 8 лет: *«С младшим братом Славой мы пошли на охоту, с нами была охотничья собака Лайка. Дело было уже под осень, и глухари охотно садились на большие сосны. В двух километрах от деревни собака облаяла глухаря, и в этом случае я уже знал, что должен делать охотник. Мы со Славой подползли елико возможно ближе, однако обнаружили, что глухаря с этой дистанции не было видно, пришлось выбрать подальше удобное место для выстрела. Момент для меня был волнительным, но я с ним справился и произвел выстрел. К нашему великому удивлению, глухарь упал с большим шумом на землю. Это была моя первая охота на глухаря. Убитого глухаря мы транспортировали домой волоком, так как он был очень больших размеров. Позднее я считался неплохим охотником и был главным помощником деда. Я умел ставить силки на рябчиков и тетеревов, капканы и другие ловушки на зверей. Удачно стрелял влет уток и гусей, охотился малокалиберной винтовкой на белок».*

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Учиться в школу он пошел на 7-м году. Получив начальное образование, понял, что учиться надо дальше. После школы он считался уже достаточно хорошим работником в семье и трудился с большой отдачей. В деревне происходили бурные события, создавались комитеты бедноты. Уже в то время была партийная организация. Комсомольская организация была создана в 1928 г., в 1931-м Алексея приняли в комсомол.

В этом же, 1931 г., он пошел на лесозаготовки подсобным рабочим, а в 1932-м в январе был зачислен кадровым рабочим лесной промышленности и принят в члены профсоюза. Для того чтобы приняли в кадровые рабочие, Алексею выдали в местном сельсовете справку, что он родился раньше. Так он стал рабочим по заготовке и сплаву в основном экспортного леса различного ассортимента.

Лесозаготовка в этих краях осложнялась большим количеством выпавших снегов. Вырубка велась выборочно, нужные деревья стояли друг от друга на приличном расстоянии, и перемещение в глубоком снегу вальщиков было делом далеко не простым. Валка леса велась двуручной пилой. Первые два года Алексею пришлось быть вальщиком. В дальнейшем он стал лесорубом высокого класса и даже возглавил комсомольско-молодежную бригаду из 25 человек. Здесь он перешел на рубку леса лучковой пилой. В то время этот метод считался прогрессивным, так как все операции выполнял один человек. В 1936 г. Алексей Попов и Максим Чурсинов заготовили более чем по тысяче кубометров экспортного леса и тем самым начали движение «тысячников». Понятно, что для такой работы необходимы физическая сила, сноровка, а главное – желание в соревновании победить соперников. Их портреты были помещены в краевой газете «Северная правда».

С дер. Белощелье Алексей был прочно связан до 1936 г. В 1935 г. его от белощельской комсомолки на пленуме Лешуконского РК ВЛКСМ избрали членом пленума райкома. В том же году райком направил его на месячные краевые курсы секретарей комсомольских ячеек. После окончания курсов он вернулся к работе лесоруба и лесосплавщика, а также к исполнению обязанностей секретаря комсомольской ячейки. После лесозаготовок 1936 г. и в период подготовки к сплаву пригласили его в район, где предложили совершенно новую работу – заместителя председателя профкома Лешуконского речного порта, одновременно и зав. клубом красноугольца.

Проработал Алексей в этих должностях немногим больше четырех месяцев. Выручил счастливый случай. Лешуконскому леспромпхозу было выделено одно место в школу летнабов и парашютистов лесной авиации в г. Красноборске Архангельской области. Райком ВЛКСМ рекомендовал Попова. Алексею были выданы официальное предписание, первый паспорт и билет на самолет до г. Красноборска, где находилась школа лесной авиации.

В Красноборской школе летнабов и парашютистов, как и во всяком учебном заведении, были вступительные экзамены, а главное, мандатная комиссия. Алексей не был принят в школу, как отпрыск неблагонадежных родителей. В последующем выяснилось, что произошло недоразумение, и он был принят в школу, но тягость происшедшего еще долго его угнетала.

Начались занятия. Изучали предметы, о большинстве которых он в прошлом не имел представления. Преподавались такие предметы, как конструкция самолета и мотора, самолетовождение, устройство парашюта, теория полета, леса и их охрана, методы и средства тушения пожаров и, конечно, общественные науки. На лекционно-практические занятия отводилось 8 часов в день, а до поздней ночи – самостоятельная работа.

Парашютная подготовка предполагала первые прыжки с вышки через два месяца после начала обучения, а еще через месяц – первый прыжок с самолета. После первого прыжка последовало много различных по заданиям прыжков: на лес, на воду, со средствами тушения. По учебной программе надо было совершить за время учебы 18 парашютных прыжков. После присваивалось звание «Спортсмен-парашютист» с вручением нагрудного знака. Алексею и его товарищу Михаилу была дана дополнительная программа на инструкторов. Они в общей сложности совершили по 28 парашютных прыжков, и им было присвоено звание «Инструктор парашютного спорта 2 категории». В конце программы они совершили по несколько затяжных прыжков.

Летная практика в качестве летнаба лесной авиации началась значительно позднее. Учебные полеты в основном проходили по маршрутам-треугольникам в направлении Вельска, Шенкурска, Березников, а также в районах Красногорска – Котласа. Весной, в конце мая, состоялся выпуск.

Для производственной работы Алексей был направлен в 33-й АО ГВФ. Он был назначен в экипаж самолета У-2, который возглавил Николай Смирнов. Район работы экипажа по патрулированию

лесов был определен: среднее течение реки Онеги, а место базирования – с. Клещево. Лето было жаркое, пожаров в районе возникало много, летали почти каждый день.

Известно, в авиации случается разное. Вот как Алексей Афанасьевич описывает один случай: *«Летали мы в районе дер. Малошуйка, что на побережье Белого моря, и вдруг заметили, что выхлопная труба отвалилась, и пламя от выхлопа стало лизать непосредственно плоскость. Поселок Малошуйка был в непосредственной близости от нас, и Смирнов предложил мне выпрыгнуть на косу с парашютом, а затем указать ему место посадки самолета. Так мы и сделали. Я выбросился на парашюте, приземление произошло, к сожалению, рядом с косой в речку. Я быстро освободился от подвесной системы, обозрел косу, определил направление ветра и лег на землю, разбросав руки. Таким образом изобразил посадочное «Т». Посадку пилот Смирнов произвел благополучно.*

Предстояло заполучить новую выхлопную трубу, а для этого надо было вначале добраться до Архангельска. Мне повезло. В поселке Малошуйка работала экспедиция по изысканию железнодорожного пути и станции. Экспедиционный бот как раз отправлялся в Онегу вдоль берега моря. Меня охотно взяли на бот не в качестве пассажира, а в качестве матроса, благо мне эти обязанности были хорошо знакомы. Через 10 часов я был в г. Онега, на следующий день – в Кегострове. Командиром Кегостровского 33-го АО ГВФ был Алёшин. Он предложил трубу и меня доставить в Малошуйку самолетом при условии, что я со своим грузом выпрыгну на парашюте. Алёшин в парашютном деле знал толк, он был мастером спорта СССР. Несколько позже мне не раз приходилось прыгать с ним.

Таким образом, к великому удивлению Смирнова, на третий день после отъезда я возвратился в Малошуйку с нужным грузом и при помощи парашюта доставил его на землю. Быстро установили доставленную деталь на мотор и продолжили работу».

В конце августа Алексея Афанасьевича срочно вызвали в Архангельск: его и еще 20 человек из авиаотряда призывают в Красную Армию, специальный набор знатоков парашютного дела. Служба началась на станции Починки Смоленской области. Команду призывников встречал сам командир 214-й ВДБ полковник Левашов. Перед строем он рассказал об особенностях создаваемых Воздушно-десантных войск. Сказал, что среди собравшихся есть пилоты, штурманы, мастера парашютного спорта, все будут красноармейцами – инструкторами по парашютному спорту, станут учить военным наукам, укладке парашютов, методам выполнения прыжков. В Боровское со станции Починки шли строем и даже с песней. В Боровском была дислоцирована 214-я ВДБ.

Две недели проходили курс молодого красноармейца, затем приняли присягу, и их распределили по подразделениям. А.А. Попов попал в батарею 45 мм пушек. По списку числился и был на довольствии в батарее, а фактически проходил специальные сборы инструкторов. После сборов началось активное участие во всех парашютных прыжках. Практиковались частые учения с выбрасыванием на парашютах с оружием и техническими средствами. Как правило, выбрасывались километров за 70–90 от Боровского в зависимости от того, какую роль выполняло подразделение – наступали или отступали. После приземления сразу же вступали в условный бой, и он продолжался в движении броском до своего гарнизона Боровское. Вскоре пришлось овладеть специальностями водителя на автомашине ГАЗ-АА, мотоцикла, артиллериста и другими.

В составе 214-й ВДБ А.А. Попов участвовал в установлении Советской власти в Латвии, Западных Белоруссии и Украине. Принимал участие в финской войне, был ранен в ногу. Будучи красноармейцем, закончил починковскую вечернюю школу рабочей молодежи. Аттестат получил весной 1940 г., уже после войны с белофиннами. Оформил все документы с просьбой допустить к экзаменам в Николаевскую школу морских военных летчиков.

Спустя некоторое время он получил из Николаевского летного училища извещение с приглашением на вступительные экзамены. В это же время 214-я ВДБ получила задание принять участие по воссоединению молдавского народа присоединением Западной Буковины. Естественно, он не мог поехать на экзамены, когда бригаде было поручено важное и ответственное задание. Через несколько дней бригада была уже под Калиновкой Винницкой области. После выполнения этого задания вернулись в Пуховичи, но время вступительных экзаменов было пропущено.

Командование бригадой предложило поехать на учебу в Серпуховскую военную объединенную школу пилотов и авиамехаников на отделение авиамехаников. На летное отделение было уже поздно. Он с радостью согласился, считая, что это хотя и небольшой, но шаг к мечте стать летчиком. На

учебу в Серпуховскую авиашколу он и два друга приехали с месячным опозданием, но их допустили до занятий, так как было ходатайство командования ВДБ.

Обучение велось интенсивными методами. Первые примерно пять месяцев были отведены только теоретическим дисциплинам, а затем они стали чередоваться с практическими занятиями в классах и непосредственно на «живых» самолетах. Специализация группы проходила на самолетах-истребителях, главным образом на И-153 и И-16. Их готовили для службы в истребительных частях. В конце обучения – небольшой курс по изучению новых истребителей МИГ-1, Як-1 и Лагг-3. Главное внимание обращали на вопросы эксплуатации. Самолеты были совершенно секретными, поэтому занятия проходили в ангарных помещениях.

Подошла радостная пора выпускных экзаменов – и вместе с тем одновременно большое огорчение. В мае 1941 г. объявили приказ Наркома Оборона СССР маршала Тимошенко, по которому техники и летчики выпускались со званием «сержант». Все экзамены Алексей Попов сдал успешно, а выпускные на «отлично».

Выпускной торжественный вечер был назначен на 19 июня. Всем выпускникам было выдано новое командирское обмундирование, широкий ремень с пряжкой со звездой и портупеей, хромовые сапоги, а на петлицах знаки различия – сержант. Состоялось торжественное построение, зачитан приказ об окончании школы, присвоении звания и благодарностях за успехи в учебе. И, конечно, – выпускной вечер: танцы, невесты...

20 июня был объявлен приказ о назначениях, по которому А.А. Попов был определен в 27-й истребительный авиаполк 6-го авиакорпуса ПВО, который обеспечивал оборону Москвы с воздуха.

Утром 22 июня 1941 г. всех подняли по боевой тревоге. Было общешкольное построение, а затем митинг на школьном стадионе. Выступил начальник школы инженер-полковник Гусев. Он рассказал о вероломном нападении гитлеровской Германии, были выступающие. На митинге приняли резолюцию, в которой клялись партии, правительству и лично товарищу Сталину защищать любимую Родину до последней капли крови и разгромить проклятого врага.

28 июня 1941 г. Алексей прибыл в г. Клин, где дислоцировался 27-й ИАП. Ему было поручено обслуживать самолет И-16. В начале июля стали появляться немецкие самолеты в московской воздушной зоне. Известно, что первый массированный налет на Москву вражеской авиацией был совершен 22 июля, далее эти налеты происходили почти ежедневно. К Москве прорывались из всей армады только отдельные самолеты, защитники московского неба успешно охраняли родную столицу.

В середине июля в полк поступили новые высотные и скоростные самолеты МИГ-1, и так как А.А. Попов познакомился с этим самолетом еще в школе, ему поручили обслуживать его. Летная работа уже тогда была очень интенсивной, летчики выполняли по несколько полетов в день. Работы для техсостава было более чем достаточно, так как, помимо обслуживания самолетов, очень много было восстановительных работ на самолетах, получивших повреждения в бою, на посадках и рулениях в ночное время.

В начале сентября на наших аэродромах в Клину и Солнечном было далеко не спокойно, иногда прорывались отдельные самолеты врага. Приходилось уже пользоваться укрытиями. Линия фронта приближалась к Москве. И вот в это грозное время совершенно неожиданно технического составу, кто в прошлом на чем-то летал, было предложено поехать переучиваться на летчиков. Из 27-го ИАП было направлено 12 человек. Летная школа была организована на базе Чертановского аэроклуба, штаб школы находился в 666-й школе г. Москвы. Довольно быстро сформировали инструкторский курсантский состав, решался вопрос о месте дислокации школы за пределами столицы. Положение на фронтах становилось все сложнее, враг приближался к Москве. В один из тревожных дней курсантов из техсостава подняли по боевой тревоге и отправили на Стромынку, на пункт формирования частей, отправляющихся на фронт. На Стромынке они пробыли три дня, хорошо понимая: отсюда дорога лежит только на фронт – в пехоту. На третий день техсостав из 6-го авиакорпуса, более 100 человек, был построен и – на фронт, по своим частям. Остальных курсантов отправили вместе со школой вначале в г. Киров, затем в г. Ардатов.

Итак, Алексей Афанасьевич снова в своем полку. Чему он был очень рад. Участились вражеские налеты на аэродром. Один раз во время бомбежки он почувствовал, как сильношибануло по голове, схватился за голову, она в крови. Помогла медсестра.

Батальон аэродромного обслуживания (БАО), техсостав: готовили окопы, ходы и траншеи для обороны аэродрома от наземного противника. Для обороны были приспособлены и 3 неисправных И-16, на которые были подвешены реактивные снаряды и установлен полный боекомплект для пулеметов. В один из дней стрельба началась непосредственно у границ аэродрома, по аэродрому стреляли из минометов. БАО вместе с пехотным подразделением вступил в бой, а техники в это время выпускали в полет все способные летать самолеты. После взлета самолетов весь техсостав во главе с главным инженером Кривошея присоединился к защитникам аэродрома. Всей обороной руководил командир пехотного батальона. Для отражения противника были использованы реактивные снаряды, установленные на «ишачках». Пара взлетевших МИГов два раза заходила на штурмовку позиций противника. Аэродром отстояли, но потеряли многих товарищей. После этого боя еще несколько дней эвакуировали хозяйство на другие аэродромы.

После наступления под Москвой полк в январе вернулся на свой аэродром. В феврале А.А. Попова и других отозванных на фронт курсантов отправили догонять свою летную школу. Школу они догнали уже в г. Ардатове Мордовской АССР. Так как они отстали от остальных курсантов, для них создали специальную группу для ускоренного обучения теории, необходимой летчику. В апреле начались практические полеты на У-2, а в августе была закончена программа обучения на нем и сданы экзамены.

Большая группа выпускников, в которую входил и А.А. Попов, была направлена в 14-ю летную школу г. Чебоксары, где он прошел обучение на самолете УТ-2. И – самое главное – встретил свою любовь на всю жизнь Валентину Павловну. Они поженились 26 ноября 1942 г. и прожили вместе 54 года.

В первой половине декабря Попов и его друзья сдали все экзамены и были направлены в Вязниковскую школу летчиков-истребителей. Там он прошел обучение на И-16 и освоил все фигуры высшего пилотажа. В ходе обучения на И-16 был случай, когда он сохранил свою жизнь благодаря парашюту и умению покинуть самолет в сложных ситуациях. А ситуация была такова: разрушился самолет – отвалилось крыло. Спускаясь на парашюте, видел, как упал самолет, а недалеко от него – крыло: что теперь будет?! После приземления подъехал командир эскадрильи и стал трясти Алексея за плечи: «Какой молодец! Какой молодец! В такой ситуации смог отделиться от самолета!». Он еще не знал, что Попов все-таки мастер парашютного спорта. После завершения обучения на И-16 командир эскадрильи предоставил ему в награду 10-дневный отпуск для поездки к молодой жене.

Затем Алексей прошел переучивание на ЛА-5. Подошла пора выпускных экзаменов. Состоялись выпуск, присвоение офицерских званий «младший лейтенант», вручение нагрудных знаков «летчик-истребитель» и большой торжественный вечер. Из многочисленного выпуска 25 человек были назначены летчиками-инструкторами, которые поедут на Тихий Дон, в Сальские степи нести нелегкую службу.

В конце 1943 г. А.А. Попова назначили инструктором в летную школу в г. Зерноград, где он и прослужил до конца войны. Сразу после победы его перевели в Батайское истребительное училище инструктором.

В январе 1946 г. началась подготовка к выборам в Верховный Совет СССР. Алексея Афанасьевича назначили секретарем избирательной комиссии. Работая на избирательном участке, он познакомился с полковником Медянским, который во время выборов был ответственным за работу агитпункта, а в училище был начальником летно-штурманской службы. Полковник получил новое назначение на должность командира Московской авиагруппы Министерства геологии СССР. Он рассказал о тех интересных задачах, которые должна выполнять авиация, о новых аэрогеологических и аэрофотосъемочных работах, и предложил Попову работать в названной авиагруппе. Вопрос с его демобилизацией полковник Медянский обещал решить сам. Свое согласие работать в Московской авиагруппе Мингеологии СССР Попов изложил в рапорте на имя начальника училища – и в феврале 1946 г. был демобилизован из армии. Причем при демобилизации из армии ему была даже назначена пенсия по выслуге лет (Почти за все 8 лет службы в армии ему год засчитывался за три или за два.)

После приезда в Москву был подписан приказ о зачислении Попова с 10 апреля 1946 г. в штат авиагруппы на должность пилота. Он отвез жену к родителям в Чебоксары, где у них 25 марта 1946 г.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

родился сын, назвали Александр. В волнениях и заботах оставшееся время отпуска пролетело незаметно, и 8 апреля Алексей Афанасьевич выехал к новому месту работы.

С 10 апреля А. Попов приступил к исполнению своих обязанностей пилота. Базовый аэродром находился недалеко от г. Щелково у дер. Набережной, которая расположена вдоль берега реки Клязьмы. Первое время он летал на ПО-2-С и УТ-2, выполняя различные задания.

В Карело-Финскую аэрогеологическую экспедицию Попов вместе с авиатехником Кириллом Макаровым вылетел с аэродрома Щелково в конце апреля на самолете ПО-2-С, специально оборудованном для магнитных съемок. Путь лежал через Ленинград в Петрозаводск к месту базирования экспедиции. Переночевав в Ленинграде, вылетел рано утром и уже в 9-00 произвел посадку на аэродроме «Соломенное» г. Петрозаводска. В аэропорту их встретил экипаж в составе пилота Раисы Юшиной, штурмана Ивана Цыбульского, магнитолога Татьяны Сироткиной и авиатехника Алексея Терехова. Экипаж Юшиной вылетел на съемку, а они двинулись на базу экспедиции в дер. Соломенное. На базе их встретили начальник экспедиции Василий Сусленников, его заместитель Куфаев и командир авиазвена подполковник Данилов. Начальник экспедиции сообщил: с полетами придется подождать, не укомплектован экипаж. В ближайшее время необходимо слетать в Ленинград за профессором Логачевым и старшим аэромагнитологом Макаровой. Командир звена Данилов не сработался с начальником экспедиции Сусленниковым. С его слов, руководство экспедиции легкомысленно относится к организации полетов, на нужды летчиков не обращает внимания. Командир второго самолета самоотчислил себя и уехал. Данилов сообщил, что будет просить Медянского освободить его от занимаемой должности.

Вечером появился старший штурман Верещагин, назначенный в экипаж Попова. На третий день Попов срочно вылетел в Ленинград, где встретился с А.А. Логачевым, в то время директором Всесоюзного института минерального сырья. Логачев рассказал о новом методе поиска месторождений полезных ископаемых, о созданном им приборе аэромагнитометре и принципе его работы, о перспективах этого метода. Сообщил, что аэрогеологическая экспедиция в Карелии организована по личному указанию тов. Сталина, поэтому задача чрезвычайно ответственна.



Участники открытия Костомукшской магнитной аномалии: З.А. Макарова – старший аэромагнитолог Карело-Финской аэрогеологической экспедиции, А.А. Попов – пилот самолета ПО-2-С

На следующий день Попов, Логачев и Макарова вылетели в Петрозаводск. Приезд Логачева благотворно сказался на делах коллектива. Для всех подразделений и экипажей были сформулированы конкретные задачи. С согласия Медянского была проведена реорганизация звена. Командир звена Данилов был отозван в Москву, в звене оставалось только два экипажа – Юшиной и Попова. Командиром звена командование авиагруппы назначило А.А. Попова. Территория, подлежащая магнитной съемке, была поделена пополам. Южная часть Карелии закреплялась за экипажем Юшиной, а северная – за Поповым. Граница проходила несколько южнее г. Сегежи.

Итак, экипаж Попова в составе старшего штурмана Верещагина и старшего аэромагнитолога Макаровой перелетел г. Сегежу и приступил к съемочным полетам. Аэромагнитная съемка проводилась параллельными маршрутами с востока на запад и обратно через 2 км на высоте 200 м. Маршруты начинались от Беломорско-Балтийского канала до границы с Финляндией. Взаимодействие магнитного поля Земли и катушки индуктивности магнитометра создавало ЭДС, которая отклоняла стрелку прибора. Магнитолог с помощью реостата компенсировала отклонение стрелки, а записывающее устройство, связанное с движком реостата, фиксировало на ленте кривую изменения магнитного поля Земли. Таким образом, полученные данные на ленте переносились на карту. Точную привязку проложенных маршрутов на местности, а также контрольные ориентиры обеспечивал штурман. Полеты на съемку выполнялись почти каждый день, продолжительность вылетов была 6–8 час.

Закончив полеты с аэродрома Сегежи, экипаж «перелетел» на аэродром, построенный финнами во время войны около Тикшозера. Работа с аэродрома Тикшозеро закончилась без желаемых результатов. Следующим аэродромом базирования был Беломорск. Полеты с Беломорского аэродрома продолжительное время не приносили ощутимых результатов. Магнитное поле Земли в основном было спокойным. На север от маршрутов уже отчетливо были видны озера, называемые Нижнее, Среднее и Верхнее Куйто. За этими озерами – граница проводимых работ. Экипаж завершал съемку отведенной территории, заканчивался лимит отпущенного топлива, да и наступала осень.



А.А. Попов (первый слева) среди участников экспедиции в Карелии

Вот как описывает последующие события А.А. Попов: *«В последние дни экипаж летал с каким-то подсознательным ожиданием успеха. Каждый день после полета рассматривали и анализировали магнитограммы. Зоя и Сергей объясняли мне, что есть небольшое повышение магнитного поля, которое отличается от предыдущих измерений значительной протяженностью. И вот в один из дней в конце августа наш полет был отмечен большой удачей. Мы вылетели в полет как обычно, ранним утром. На третьем маршруте при полете на запад в районе небольшого озера Костомукша и деревни с таким же названием мы заметили необычное поведение наших приборов. Компас, по которому я выдерживал курс полета, вначале стал медленно раскачиваться, а затем энергично развернулся более чем на 180 градусов, при этом катушка компаса накренилась и застопорилась. Я сразу же перешел на полет по створу ориентиров. В это время Сергей сообщил мне, что его компас не работает, а прибор аэромагнитометра зашкалило, далее они крикнули: «Аномалия!». Сергей предложил пройти маршрут до границы участка, тем более, что до нее оставалось около 20 километров. Дошли до границы, развернулись на 180 градусов и пошли на запад по очередному маршруту. При подходе к району озера и деревне Костомукше поведение магнитных приборов повторилось.*

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Заканчивая этот маршрут у побережья Белого моря, мы немного посоветовались и решили проложить еще два маршрута, туда и обратно, хотя топлива было ограниченное количество, по расчетам, я посягал на навигационный запас. Зоя Александровна очень уговаривала меня выполнить эти маршруты, и этим подтвердить еще раз наличие Аномалии. А кому не хотелось этого? Наличие Аномалии было подтверждено и на этих маршрутах, при этом такой же интенсивности. В Беломорск я вернулся с 12 литрами бензина. Специально слил топливо, чтобы замерить остаток, который свидетельствовал о моем легкомыслии и рискованном решении. В связи с тем, что бензин, отпущенный под программу, кончался, а дополнительную работу, возникшую для обработки Аномалии, необходимо было завершить, я обратился к командованию части с просьбой выделить нам небольшое количество бензина. Моя просьба была принята, нас обеспечили бензином до полного завершения работ, и даже безвозмездно. Большое спасибо военным товарищам.

Площадную съемку мы выполнили из Беломорска, а для проведения полетов на детализацию выбрали аэродром поближе – Подужемье. Аэродром Подужемье находится около дер. Подужемье, которая расположена на берегу реки Кемь около большого водопада. Полеты на детализацию магнитной аномалии заключались в проведении аэромагнитной съемки короткими параллельными маршрутами через 50 метров на разных высотах, начиная с высоты 50 метров и заканчивая высотой полного затухания показаний на приборе магнитометра. Таким образом, были определены контуры Аномалии и ее интенсивность по высоте и форме.

Наступил день и час, когда надо было официально доложить о нашем открытии. По телефону мы сообщили начальнику экспедиции наши предположения об Аномалии. Сергей и Зоя в этом деле были достаточно опытными, они предложили за столбить Аномалию путем подачи официальных телеграфных докладов в экспедицию, Аэрогеологию и непосредственно Министру геологии СССР. Для докладов необходимо было придумать название месторождению. Так как Аномалия находилась около озера и деревни Костомукша, то мы и назвали его Костомукшское. Когда мы летали над Костомукшей, тогда в деревне уцелел один дом, остальные дома были уничтожены, торчали только печки и трубы. Позднее мы узнаем, что в этой деревне до войны было свыше трехсот домов. Окредив месторождение, мы отправили телеграммы по намеченным адресам».

В 1947 г. Попову и его звену местом работы в экспедиционный сезон была определена Ангарская аэрогеологическая экспедиция, которая базировалась в г. Красноярске. Поездки в экспедиции для него и его семьи продолжались из года в год до 1953 г. В 1949-м им было открыто месторождение урана в Красноярском крае. Но документальных свидетельств этого у Алексея Афанасьевича не оказалось, так как эти работы были сильно засекречены. Можно отметить, что Попов в этот период какое-то время учился на заочно-вечернем отделении Московского педагогического института на историческом факультете. Педагогом он становиться не собирался, а учился из любви к истории.

В 1948 г. в авиагруппе было образовано три экспедиционных отряда, которые должны были обеспечивать аэрогеологические работы в регионах страны. На базе экипажей Ангарской экспедиции создавался авиаотряд № 1 Министерства геологии, он был самым крупным и должен был обеспечивать работы аэрогеологических экспедиций в центре Сибири. На время экспедиций штаб его должен размещаться в г. Красноярске. Командиром авиаотряда № 1 был назначен знаменитый пилот Аэрофлота, первый «миллионер», в недавнем прошлом начальник Главной инспекции ГУГВФ Николай Петрович Шебанов. В состав отряда звено Попова входило на правах самостоятельного подразделения. Шебанов лично переучил Попова на самолет ЛИ-2. Так в его пилотском свидетельстве появился штамп о переучивании на ЛИ-2 и присвоении звания командира корабля.

В конце 1949 г. Шебанов тяжело заболел и на место командира отряда рекомендовал Попова. Руководство решило назначить его на должность командира авиаотряда № 1 Министерства геологии.

В начале 1952 г. было принято решение собрать авиацию из различных ведомств под единое управление. В середине марта авиаотряд был передан из Министерства геологии в Главное управление ГВФ при Совете министров СССР. Авиаотряд был назван Первым экспедиционным авиаотрядом воздушных съемок ГВФ, а А.А. Попов утвержден его командиром. В последней «семейной» экспедиции 15 октября 1952-го в г. Красноярске у Поповых родился второй сын, Андрей.

В начале 1954 г. руководство ГВФ направило Попова на курсы усовершенствования высшего и старшего командования ГВФ (КУНС) в г. Ленинграде. На КУНС изучалось большое количество теоретических предметов. Кроме этого, Попов сдал экзамены по новому для того времени самолету ИЛ-14

и вертолету МИ-4, а также сдал теорию на присвоение звания «Пилот первого класса ГВФ». После необходима была только проверка в практических полетах инспектором инспекции ГУГВФ.

Во время учебы произошло событие, несколько огорчившее слушателей. Летом 1954-го вышло постановление Совета Министров СССР, которым упразднились звания и погоны в гражданской авиации, а вместо этого вводились категории. К этому времени у Попова было звание подполковник ГА. Для большинства слушателей процесс «разжалования» был прост. Сняли погоны, а нарукавные знаки различия оставались, они соответствовали присвоенной категории.

Пока Попов учился, его должность была занята, а в ГВФ прошла реорганизация. Московская авиагруппа воздушных съемок была расформирована, а два аэросъемочных отряда переданы в Московскую авиагруппу спецприменения. К ее названию добавили два слова: «воздушных съемок». Он был назначен командиром первого отряда.

В 1955 г. было организовано Высшее авиационное училище гражданского воздушного флота (ВАУ ГВФ) в г. Ленинграде. Алексей Афанасьевич с трудом добился разрешения поступать в ВАУ, его не хотели отпускать. На командный факультет принимали только летающих пилотов с должностями не ниже командира эскадрильи со средним образованием, в возрасте не старше 38 лет, а ему был уже 38-й год. Получив разрешение, Попов собрал все необходимые документы, даже в Пединституте им. Ленина разыскали его архивное дело и на основании данных в деле и сохранившейся зачетки выдали документ, что он с 1946 по 1951 гг. учился на историческом факультете и окончил семь семестров.

В ВАУ его приняли, и он со всей семьей приехал в Ленинград. С 1 сентября приступил к занятиям. В 1959 г. состоялся первый выпуск ВАУ ГВФ. Попов получил диплом о высшем образовании и также переучился на только что появившийся самолет ИЛ-18. После окончания ВАУ он был назначен на должность заместителя командира Московской авиагруппы спецприменения и воздушных съемок по летной службе. Авиагруппа обеспечивала авиационными работами 17 областей РСФСР. В авиагруппу входило 9 авиаотрядов, в том числе 2 аэросъемочных.

Авиация в Центральной России находилась в запущенном состоянии. В областях аэродромы, как правило, были грунтовыми, аэропорты убогие, самолетный парк плохой. Для аэрофикации Центральной России командир авиагруппы В.М. Трутаев предлагал создать территориальное управление. Он был идеологом, вдохновителем и организатором реорганизации авиагруппы. На коллегии ГУГВФ, которая рассматривала вопрос о создании территориального управления, Трутаева поддержал начальник Главного управления Логинов. В конце марта 1960 г. был подписан приказ о создании на базе Московской авиагруппы Московского территориального управления авиации спецприменения и местных воздушных линий – МТУ АСП и МВЛ ГВФ. Так родилось управление с самым длинным названием. Вскоре вышел приказ о назначении заместителей начальника управления. Со 2 апреля 1960 г. Попов был назначен заместителем начальника МТУ АСП и МВЛ ГВФ.

Назначение начальника по непонятным причинам затягивалось. Трутаев по-прежнему оставался командиром авиагруппы. Позже выяснилось, что на него написали донос в ЦК КПСС его ближайшие друзья. В начале 1961 г. Трутаев был официально освобожден от должности командира авиагруппы, позже назначен заместителем начальника Полярного управления. Этим же приказом исполнение обязанностей начальника управления возлагалось на Попова, а через два месяца его назначили начальником.

В этой должности Попов проработал 7 лет. За это время в Центральной России удалось построить повсеместно бетонные полосы и новые аэропорты, оснастить новой техникой областные подразделения, провести эксплуатационные испытания и вывести на регулярные линии самолеты АН-24 и ЯК-40. Причем эти самолеты он сам осваивал в числе первых. Например, удостоверение на право управления ЯК-40 у него за № 9. В эти годы А. Попов получил звание «Заслуженный пилот СССР», награжден орденом Трудового Красного Знамени.

28 декабря 1967 г. Алексей Афанасьевич был назначен заместителем министра Гражданской авиации СССР. В этой должности он проработал четыре года. В это время ему удалось защитить диссертацию кандидата технических наук по аэрофотосъемке.

Следующие три года Попов работал Генеральным представителем Аэрофлота в ГДР и Западном Берлине. Вернувшись из-за границы, продолжил трудиться в ГосНИИ Гражданской авиации старшим научным сотрудником. Выпустил две книги, в том числе «Справочник штурмана аэрофотосъемщика», который пользовался большим спросом у аэрофотосъемочных экипажей.

Скончался Алексей Афанасьевич 15 апреля 2005 г. на 88-м году жизни. Похоронен на Ваганьковском кладбище.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На суд читателя представлен научный труд по геологии, глубинному строению и минерагении Костомукшского рудного района. Он создан большим авторским коллективом (более 40 человек), и поэтому, конечно, неоднородный, но, несомненно, интересный, и, надеемся, будет полезен для последующих исследователей.

В ходе работ по изучению глубинного строения Костомукшского рудного района сопоставлены два независимых блока данных. Один базировался на результатах картировочного и глубокого разведочного бурения, второй – на интерпретации с помощью современных технологий материалов геофизических исследований коры и мантии. Исследования направлены на установление связей поверхностных структур рудных месторождений Костомукшского рудного района (КРР) с неоднородностями литосферы, и эти связи были обнаружены.

В монографии рассмотрены следующие основные проблемы, связанные с особенностями КРР: *глубинное строение коры и мантии, его металлогеническая эволюция, геологическое строение и условия локализации месторождений полезных ископаемых, геолого-геофизические критерии их поисков.*

Геологическое строение и условия формирования месторождений полезных ископаемых. Проведен детальный общегеологический анализ последовательных позднеархейских геологических этапов, процессов и событий КРР, рассмотрен с учетом ряда тектонофизических факторов развития.

Во-первых, над центральной частью «вторичного» термохимического плюма произошло формирование сводово-глыбового поднятия с характерными вещественно-структурными комплексами.

Во-вторых, как неотъемлемое следствие мантийного диапиризма в периферических частях свода, произошли прогибание краевых участков, образование мульдоподобных структур и развитие в их нижних подошвенных частях разрывных тектонических зон, являющихся путями подъема магматитов. Для верхних частей более пологих мульдообразных структур, как и верхних более пологих сводово-глыбового поднятия, характерно появление субгоризонтальных тектонических зон отслаивания, по которым в дальнейшем в позднем архее внедрялись силлы.

В-третьих, в результате процесса диапиризма в пределах этой геолого-структурной системы была особенно мощно в восточной части Вокнаволоцкого блока сформирована сеть, до 15 км шириной, глубокофокусных долгоживущих овальных и диагональных крутых тектонических (сколовых) зон, служащих путями восхождения докембрийских мигматитов, плутонитов, а также зон активизации с богатой полигенной металлогенической специализацией.

Ранние наиболее активные структурные деформации в раннеархейской земной коре имели место в земной коре в пределах КРР и произошли в результате вытеснения и подъема мантийным материалом значительных объемов (70 × 60 км) и высотой до 20 км участка раннеархейской земной коры, который соответствует «каналам излияния» вторичного плюма. Эта раннеархейская структура – Вокнаволоцкий блок объемом 100 тыс. км³ – была «разрушена» процессами выветривания и представлена в настоящее время мощными толщами метатерригенных флишевых осадков и крупнейшими на Фенноскандинавском щите, прилегающими к Вокнаволоцкому блоку Костомукшским и Корпангским железорудными месторождениями.

На основе разносторонних геологических и геофизических исследований охарактеризована уникальная Костомукшская структура. Спецификой этой структуры являются крупные месторождения железа, а также рудопроявления золота и наличие алмазоносных кимберлитов и лампроитов. Характер геологического развития позволяет выявить специфику ранней стадии эволюции Земли. Здесь установлено максимальное для Фенноскандинавского щита проявление коматиит-базальтового магматизма, а также терригенной и хемогенной железисто-кремнистой седиментации в условиях мелководного осадочного бассейна.

Глубинное строение коры и мантии КРР. Исследованиями глубинного строения коры и мантии КРР и построением их трехмерных скоростной, плотностной, магнитной, геотермической, геоэлектрической моделей доказано, что эта часть ФЦ занимает особое положение в его структуре и является аномальной по многим своим физическим свойствам. Вначале изучалась связь рудоносности

КРР со структурой глубинных горизонтов земной коры, установленной сейсмическими методами, и было показано, что такая связь существует и является довольно тесной. В дальнейшем возможности сейсмического метода ГСЗ–КМПВ были расширены, в монографии показана его эффективность для изучения верхних и средних горизонтов коры.

Привлечение к интегральной глубинной модели КРР других геофизических методов расширило возможности корреляции геологических и геофизических данных. Впервые создан комплекс геофизических (сейсмические, 3D плотностная и магнитная) моделей земной коры центральной части Карельского кратона (приграничная территория Восточной Финляндии и Западной Карелии). Он позволил установить комплексную модель строения земной коры, ее мощность закономерно увеличивается с востока на запад от 40 до 60 км, при этом увеличение происходит за счет нижнего высокоскоростного слоя 7,0–7,3 км/с.

Опираясь на двумерные сейсмические разрезы, при построении трехмерной плотностной модели земной коры получена пятислойная модель, которая позволила уточнить данные ГСЗ и распространить их на весь район исследований. Установлено: земная кора разделена шовной зоной 31° в.д. на восточную и западную, которые отличаются распределением плотности как по площади, так и с глубиной. Шовная зона прослеживается в верхнем и среднем слоях. Восточная часть участка исследований представлена менее плотными телами, чем западная, при этом плотность с глубиной нарастает.

Ступенеобразные изгибы изоденс, фиксирующие нарушения простой зависимости плотности пород от глубины, отчетливо связаны с участками значительных структурных неоднородностей. Можно предположить, что эти изгибы отмечают своеобразные реликты первичного распределения значений плотности пород в коре. Однако более вероятным нам представляется другое объяснение: эти нарушения возникли в самое недавнее время уже после завершения процесса уплотнения пород. Особенности размещения этих нарушений, по-видимому, указывают на то, что разрядка современных напряжений в коре происходит с использованием древних контрастных тектонических поверхностей.

Впервые построена детальная трехмерная магнитная модель средней и нижней земной коры, охватывающая приграничную территорию Карелии и Восточной Финляндии. Получена 3D схема разломов в сочетании с глубинными магнитными источниками. Она включает наиболее интенсивно намагниченные глубинные тела (источники Восточно-Финляндской, Толвоярвинской, Ребольской и Костомукшской региональных магнитных аномалий).

В целом трехмерная плотностная и магнитная модели земной коры имеют много общих черт, которые позволяют проследить соотношения между поверхностным геологическим строением региона и поведением этих же структур на глубине. Так, Вокнаволоцкий блок, выделяющийся в наблюдаемом гравитационном поле положительной аномалией, интенсивностью от 14 до 26 мГал, характеризуется в первом слое обобщенной плотностью 2,8 г/см³, во втором и третьем – 2,82 г/см³, т. е. отсутствием «гранитного» слоя. Источник Вокнаволоцкой региональной магнитной аномалии расположен в узле пересечения северо-восточных и широтных разломов. Его средняя намагниченность при принятой глубине до нижней кромки должна быть менее 1,5 А/м и может рассматриваться как единый с поверхностными источниками. Корреляция магнитной с гравитационной аномалией может указывать на массив ультраосновных – щелочных пород, не выходящий на поверхность.

Однако направление построения интегральных глубинных моделей земной коры не исчерпывает всех возможностей геофизических методов. Материалы сейсмотомографии дали возможность проследить строение мантии под КРР до глубины 800 км. В целом верхняя мантия характеризуется высокими скоростями, переходная зона верхней мантии – низкими скоростями, зона раздела-1 – переходной зоной верхней мантии и средней мантией – высокими скоростями.

По скоростным характеристикам мантия разделена на северную (65–66° с.ш.) и южную (61–64° с.ш.) части; выделяется субмеридиональный раздел МРР вдоль 30° в.д. на западную (27–30° в.д.) и восточную (31–33° в.д.) части. Мантия под западной частью характеризуется повышенной расслоенностью.

Поднятие скоростных слоев мантии западной части в связи с распространением вверх низкоскоростной средней мантии, начиная с зоны раздела-1, повышенный тепловой поток, повышенная расслоенность западной части могут быть соотнесены с проявлением следов прохождения глубинного флюидного процесса. Эти и некоторые другие сейсмотомографические данные позволяют предполагать, что КРР расположен над мантийной скоростной неоднородностью, которая отображает

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

наличие мантийного диапира. Возможно, именно это является главной причиной аномальности КРР как в геофизическом, так и в металлогеническом отношении.

Впервые на основе разносторонних геофизических и геологических исследований охарактеризована уникальная Калевальская структура. Ее вулканические центры – Костомукшский, Суомуссалми, Кухмо и Иломанси – характеризуются проявлением бимодального мантийно-корового вулканизма с единой эволюционной направленностью. Его проявление начинается с андезитового вулканизма, который во времени сменяется коматейт-толеитовым. Далее следует вулканизм среднего и кислого состава, а затем – толеитовый. Таким образом, Калевальской структуре свойственна единая корневая система мантийно-корового вулкано-плутонизма, развивающегося от позднего архея до позднего протерозоя.

Обширная положительная магнитная аномалия обеспечивается мантийным флюидным потоком, ответственным за образование минеральных ассоциаций пород, свидетельствующих о высоком парциальном давлении кислорода. Это относится, прежде всего, к гнездообразному распределению магнетита в гранитоидах. Локальные участки положительного гравитационного поля относятся к площадям максимального поднятия, где в пределах современного эрозионного среза расположены блоки раннеархейского фундамента.

Несмотря на то, что в настоящее время в изученном регионе изотопные датировки подтверждают многократное проявление тектоно-магматической активизации, с этим связаны рудопроявления золота и выявлены алмазоносные кимберлиты, приуроченные к области максимального поднятия (Вокнаволоцкий блок), зоны активизации заслуживают более детального исследования. Имеются все основания считать данный регион перспективным на открытие новых месторождений.

В процессе изучения глубинного строения КРР была собрана и систематизирована информация об условиях локализации месторождений железа, золота, алмазов, кварца и строительных материалов. Наличие крупнейшего на Фенноскандинавском щите Костомукшского железорудного месторождения, золотого и алмазоносного рудопроявлений свидетельствует о длительности, многоэтапности и закономерном сочетании процессов рудообразования, способствовавших созданию условий для формирования крупных рудных концентраций, определяемых глубинными структурами, а также позволяет выделить Костомукшский рудный район как крупнейший комплексный рудный объект Республики Карелия.

Думается, что в представленной монографии есть ответы на многие поставленные вопросы, а научные результаты, методы работ и приобретенный опыт могут быть использованы при изучении глубинного строения древних платформ, а также для поисков и оценки новых рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Аки К., Ричардс П.* Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1982. Т. 2. 879 с.
- Арестова А.А., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Милькевич Р.Ю.* Шилосский и Костомукшский зеленокаменные пояса: пример разновозрастных архейских внутриконтинентальных рифтов // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Материалы Междунар. конф. Петрозаводск, 1999. С. 6–7.
- Барышев А.Н.* Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. М.: ЦНИГРИ, 1999. 263 с.
- Баюк Е.И., Дьяур И.И.* Изменение некоторых физических свойств пород в процессе деформирования при высоких давлениях // Геофизич. журн. 1987. Т. 9, № 4. С. 52–59.
- Бекман И.Н.* Радон – друг, помощник, враг. Учебное пособие. М.: МГУ, 2001. 55 с.
- Белевцев Я.Н. и др.* Принципы металлогенического районирования и прогнозной оценки площадей развития докембрийских железорудных формаций Европейской части СССР. Киев, 1984. 51 с.
- Белоусов Е.Ф., Демидов Н.Ф., Крохин А.И., Мельянцева Н.В.* Стратиграфия и тектоника докембрия района озер Челмозеро – Ньюозеро в Западной Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1975. С. 117–122.
- Бибикова Е.В., Бергман И.А., Грачева Т.В., Макарова В.А.* Архейский возраст железорудных формаций Карелии // Геохронология и проблемы рудообразования. М., 1977. С. 25–32.
- Билибина Т.В., Крутиховская З.А., Титов В.К.* Региональные магнитные аномалии и тектоника Алданского щита // Сов. геология. 1986. № 6. С. 106–115.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В.* Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: связь во времени и пространстве // Труды Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (новая серия). М.: Наука, 2010. Вып. 3. 604 с.
- Бойчук М.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б.* Видовое разнообразие мхов на горных породах восточной части Центральной Финляндии // Труды КарНЦ РАН. № 1. Сер. Биогеография. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010а. С. 70–77.
- Бойчук М.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б.* Эпилитные мхи особо охраняемых природных территорий карельской части Зеленого пояса Фенноскандии: Материалы конф. «Бриология: традиции и современность». СПб., 2010б. С. 32–35.
- Борисов П.А.* Каменные строительные материалы Карелии. Петрозаводск, 1963. 366 с.
- Бубнова Т.П., Сканническая Л.С.* Возможности многоцелевого использования кварцитов месторождения Метчанг-Ярви: Материалы IV Междунар. конф. «Проблемы рационального использования природного и техногенного сырья Баренцева региона в технологии строительных и технических материалов». Архангельск, 2010. С. 166–168.
- Булин Н.К., Фурсов А.Н.* Сейсмологические исследования МОВЗ на профиле ГСЗ «Балтик» // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 101–107.
- Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
- Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 213 с.
- Володичев О.И.* Амфиболы – индикаторы условий метаморфизма лопийских зеленокаменных пород Центральной и Западной Карелии // Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 105–120.
- Вскрышные породы Костомукшского железорудного месторождения и пути их использования в народном хозяйстве / Ред. В.А. Соколов. Петрозаводск: Карелия, 1983. 142 с.*
- Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии / Ред. С.И. Рыбаков. Л., 1981. 154 с.*
- Вулканические постройки протерозоя Карелии / Ред. В.А. Соколов. Л., 1978. 168 с.*
- Гейко В.С., Цветкова Т.А., Санникова Н.П. и др.* 3-D P-скоростная модель мантии северо-западной Евразии-I, Европа. 1 // Геофизич. журн. 1998. Т. 20, № 3. С. 67–91.
- Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия, 1981. 143 с.*
- Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 1991. 176 с.*
- Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. 231 с.*
- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита / Под ред. К.О. Кратца. Л.: Наука, 1972. 193 с.*
- Гилярова М.А.* Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л., 1972. 218 с.
- Глазнев В.Н.* Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: ЗАО «КазМ», 2003. 252 с.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Глазнев В.Н. Комплексная геофизическая модель литосферы Фенноскандии // Формирование основ современной стратегии природопользования в Евро-Арктическом регионе / Ред. В.Т. Калинин. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 8–17.

Глазнев В.Н., Скопенко Г.Б. Термическая модель литосферы вдоль Европейского геотрансекта 3 // Геотермические модели геологических структур / Ред. У.И. Моисеенко, В.В. Гордиенко. СПб.: ВСЕГЕИ, 1991. С. 25–31.

Глазур О.Г., Нестоянова О.А., Новицкий И.П., Чайка В.М. Вулканизм зеленокаменных поясов. М.: Наука, 1988. 167 с.

Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции и метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 128 с.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Отв. ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.

Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала / Отв. ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. 194 с.

Головина Т.А., Ватолин А.С. Золото во вмещающих породах Костомукшского месторождения // Геология и геоэкология Северо-Запада России: Материалы XIV молодежн. научн. конф., посв. памяти К.О. Кратца. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2003. С. 25–26.

Гончаров А.Г., Кальнин К.А., Лизинский М.Д. и др. Сейсмогеологическая характеристика земной коры Карелии // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 53–84.

Горьковец В.Я. О терригенной флишевой природе сланцевых толщ железисто-кремнистых формаций Западной Карелии: Тез. докл. «Литология и геохимия терригенных пород раннего докембрия и связь с ними полезных ископаемых». Апатиты, 1977. С. 14–15.

Горьковец В.Я. Характеристика тектонической позиции железисто-кремнистых формаций. Карельский регион // Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Киев, 1988. С. 128–147.

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

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Тектурные особенности основных и кислых вулканитов Костомукшского метаморфического комплекса // Информационные материалы за 1974 год. Петрозаводск: КФАН СССР, 1975. С. 56–63.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. О флишевой природе сланцевых толщ железисто-кремнистых формаций Западной Карелии // Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты: КНЦ РАН, 1977. С. 5–13.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. О взаимоотношении геллефлинт и железорудных толщ Костомукшского месторождения // Оперативно-информационные материалы за 1982 год «Геология и стратиграфия докембрийских образований Карелии». Петрозаводск, 1983. С. 32–36.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Первая находка архейской коры химического выветривания в Карелии // ДАН СССР. 1983. Т. 272, № 6. С. 1425–1428.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Эффузивы ультраосновного состава района Костомукшского железорудного месторождения // Оперативно-информационные материалы «Магматизм и металлогения докембрийских образований Карелии». Петрозаводск: КФАН СССР, 1983. С. 34–37.

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

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Железные руды Карелии (железисто-кремнистые формации). Петрозаводск: КФАН СССР, 1986. 55 с.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Железисто-кремнистые формации восточной части Балтийского щита. Железисто-кремнистые формации Карельского региона // Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Типы формаций. Киев: Наукова думка, 1988. С. 146–164.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Формационный анализ и парагенетические типы руд // Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 1991. С. 54–72.

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

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Геология и рудоносность геологических формаций Костомукшского рудного района // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 95–109.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения: Материалы научн. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 150–152.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Геологическая характеристика кристаллического фундамента заповедника «Костомукшский» и его влияние на почвообразование (парк «Дружба»): Материалы Международн. конф., посв. 60-летию КарНЦ РАН (24–27 октября 2006 г.). Секция «Науки о Земле». Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 297–298.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Геологические особенности кристаллического фундамента в приграничной полосе Финляндии и Республики Карелия // Труды КарНЦ РАН. 2009. № 2. С. 24–38.

- Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А.* Отчет по теме «Геолого-структурные особенности и металлогения кристаллических образований Костомукшского железорудного района» // Фонды КарНЦ РАН. 1979. 95 с.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А.* Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия, 1981. 143 с.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Володичев О.И., Голованова Л.С.* Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 1991. 176 с.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Попов М.Г. и др.* Прогнозы алмазности Карельского региона Фенноскандинавского щита // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерогения Северо-Запада России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 352–354.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Рудашевский Н.С., Рудашевский В.Н.* Перспективное рудопроявление золота Костомукшского рудного района // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерогения Северо-Запада России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 110–113.
- Горьковец В.Я., Попов М.Г., Раевская М.Б.* Протерозойская тектоно-магматическая активизация Костомукшского зеленокаменного пояса // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 55–59.
- Горьковец В.Я., Максимович Л.А., Раевская М.Б.* Костомукша – крупнейший комплексный рудный объект Республики Карелия // Геология Карелии от архея до наших дней: Материалы докл. Всерос. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 188–196.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Максимович Л.А.* Костомукша – комплексный рудный объект Республики Карелия // Горный журн. М.: Руда и металлы, 2012. № 9/1. С. 19–23.
- Горьковец В.Я., Рудашевский Н.С., Рудашевский В.Н. и др.* Минералы – спутники алмазов в лампроитовой диатреме (Костомукшский район. Карелия) // ДАН. 2013. Т. 450, № 1. С. 62–65.
- Государственный доклад о состоянии окружающей среды Республики Карелия в 2006 г.* / Ред. А.Н. Громцев, О.Л. Кузнецов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 308 с.
- Григорьев А.А., Мирошников А.Е.* Влияние геопатогенных зон на растения, животных и человека // Электронный ресурс. URL: <http://www.geomant92.ru/november2000.shtml> (дата обращения 02.06.2014).
- Гришин А.С.* Геоблоки Балтийского щита. Петрозаводск: Карелия, 1990. 112 с.
- Данилевская Л.А., Скамницкая Л.С., Щипцов В.В.* Кварцевое сырье Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 226 с.
- Данилевская Л.А., Скамницкая Л.С., Щипцов В.В.* Минералого-технологическая оценка и перспективы использования сырья кварцевой жилы Меломайс (Карелия) // Обогащение руд. 2006. № 3. С. 11–15.
- Данилевская Л.В., Щипцов В.В.* Прогноз перспективности нового кварценосного объекта Меломайс в Карелии // Разведка и охрана недр. 2007. № 10. С. 33–36.
- Данилевская Л.А., Щипцов В.В., Скамницкая Л.С.* Крупная кварценосная зона Меломайс (Карелия) – возможности комплексного использования // Промышленные минералы и научно-технический прогресс: Материалы 2-й Междунар. конф. М.: ГЕОС, 2007. С. 106–109.
- Дедеев В.А., Шустова Л.Е.* Геоблоки европейской части СССР. Сыктывкар: КомиНЦ, 1976. 50 с.
- Детектор индикатор радона «Сирад МР 106»* // Электронный ресурс. URL: http://www.dozimetri-msk.ru/indikator_radona_sirad_mr-106/ (дата обращения 02.06.2014).
- Добрецов Н.Л., Курдюшкин А.А., Курдюшкин А.Г.* Диаметр и время формирования головы плюма на подошве «тугоплавкого» слоя в литосфере // ДАН. 2006. Т. 406, № 1. С. 99–103.
- Дроздовская А.А.* Физико-химические условия глобального железнакопления в раннем протерозое // ДАН. 1984. Т. 278, № 4. С. 966–970.
- Дроздовская А.А.* Химическая эволюция океана и атмосферы в геологической истории Земли. Киев: Наукова думка, 1990. 250 с.
- Дэви Н.М.* Морфогенез лиственницы сибирской в связи с современным изменением климата в высокогорьях Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Пермь, 2008. 23 с.
- Егоркин А.В.* Строение верхней мантии под Далдыно-Алтайским кимберлитовым полем по сейсмограммам ядерных взрывов // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43, № 1. С. 24–37.
- Енгальчев С.Ю.* Восходящие флюидные разгрузки и металлогения плитных комплексов Восточно-Европейской платформы // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2011. № 2. С. 16–25.
- Железисто-кремнистые* формации восточной части Балтийского щита. Железисто-кремнистые формации Карельского региона // Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Типы формаций. Киев: Наукова думка, 1988. С. 146–164.
- Железисто-кремнистые* формации докембрия Европейской части СССР: Стратиграфия. Киев: Наукова думка, 1988. 192 с.
- Железорудная база России* / Гл. ред. В.П. Орлов. М.: Недра, 1998. 842 с.
- Желубовский Ю.С.* Туломозерское месторождение железистых руд. Ч. 2. Л., 1933. С. 38–44.
- Желубовский Ю.С., Озеров И.М., Рохлин М.И., Софронов Н.И.* Геология и полезные ископаемые Туломозерско-Соддерского района Юго-Западной Карелии. Петрозаводск, 1937. 186 с.

- Захаров А.А., Калинин Д.А. Реконструктуризация и сохранение жизнеспособности комплекса муравейников FORMICA AQUILONIA в критических условиях // Успехи современной биологии. 2007. Т. 127, № 2. С. 190–202.
- Земная кора восточной части Балтийского щита / Ред. К.О. Кратц. Л.: Наука, 1978. 231 с.
- Земная кора Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1982. 50 с.
- Иващенко В.И., Лавров О.Б. Магматогенно-рудная (Mo, W, Cu, Au) система Ялонварского вулканоплутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. 127 с.
- Иващенко В.И., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И., Соколов С.Я. Комплексное благороднометалльное оруденение участка Хатуноя архейского зеленокаменного пояса Ялонвара – Иломанси // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. Вып. 10. С. 117–139.
- Интерактивная карта Финляндии // GTK: [сайт], [2012]. URL: <http://geomaps2.gtk.fi/activemap.html> (свободный доступ).
- Иогансон Л.И. Присдвиговые осадочные бассейны // Геотектоника. 2005. № 2. С. 66–80.
- Ионизирующие излучения: источники и биологические эффекты: Докл. на Ген. Ассамблее ООН за 1988 г. Т. 1. 882 с.
- Калаев В.Н., Буторина А.К., Мильшин А.В. и др. О возможностях нестохастических биологических эффектов при облучении радоном в эквивалентных равновесных объемных активностях 200 и 400 Бк/м³ зебрини по вислой // Вестник ВГУ. Сер. Химия, Биология. 2001. № 2. С. 109–113.
- Картвелишвили К.М. Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли. М.: Наука, 1983. 93 с.
- Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Залаирском антиклинории и на Южном Урале и сходные с ней образования. М.; Л.: Наука, 1949. 165 с.
- Кинкель Й. Устойчивы ли тараканы к радиации? // Электронный ресурс: URL: <http://www.dez.ocy.ru/joseph-kunkel/index.html#ray> (дата обращения 01.06.2014).
- Кобелев В.П., Корчин В.А., Буртный П.А. и др. Петрофизические исследования горных пород при высоких РТ-параметрах и глубинное вещественное моделирование литосферы // Труды 10-й конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М.: Вестник ОНЗ РАН, 2010. Т. 2. С. 120–130.
- Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как орогенические домены // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. С. 62–63.
- Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.
- Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита / В.Я. Горьковец, В.С. Куликов, М.Б. Раевская, В.В. Куликова. Л.: Наука, 1988. 192 с.
- Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М., 1979. 263 с.
- Корсакова М.А. Комплекс гранитов и чарнокитов Восточно-Финляндской антиклинорной зоны // Геология и полезные ископаемые докембрия Карельской АССР: Тез. докл. молодых ученых. Петрозаводск: КФАН СССР, 1969. С. 35–37.
- Корсакова М.А., Иванов Н.М. и др. Отчет, оценка геологической, геохимической, геофизической изученности и подготовка геологического обоснования ГДП-200 листов Q-35-XXX, Q-36-XXV, XXVI (Костомукшская площадь) СПб.: ГГУП СФ Минерал, 2012. 216 с.
- Красовский С.С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Киев: Наукова думка, 1981. 261 с.
- Красовский С.С., Куприенко П.Я., Красовский А.С. Объемное гравитационное моделирование глубинных структур литосферы Украины // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей // Труды Междунар. конф. Воронеж: ВГУ, 1998. С. 80–92.
- Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.; Л., 1963. 212 с.
- Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования / Под ред. Д.В. Рундквиста. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 430 с.
- Крутиховская З.А. Глубинные магнитные неоднородности – миф или действительность // Геофизич. журн. 1986. Т. 8, № 5. С. 3–22.
- Крутиховская З.А., Негруца В.З., Елисеева С.В. Историко-геологические предпосылки возникновения региональных магнитных аномалий восточной части Балтийского щита // Геофизич. журн. 1986. Т. 8, № 5. С. 67–78.
- Кулешевич Л.В., Васюкова О.В., Фурман В.Н. Минералогия и условия формирования золоторудных проявлений Костомукшской структуры по данным газово-жидких включений // Зап. ВМО. 2005. № 5. С. 19–31.
- Кулешевич Л.В., Фурман В.Н., Коротаева Н.Н. Золоторудное проявление Берендей (Южно-Костомукшское рудное поле) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. С. 50–59.
- Куликов В.С., Куликова В.В. Куолярвинский синклиний: новый взгляд на геологическое строение и сводный разрез // Труды КарНЦ РАН. Сер. Геология докембрия. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2014. № 1. С. 28–38.
- Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита // Геофизич. журн. 2007. Т. 29, № 5. С. 3–27.

- Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Тектонические узлы как каналы межгеосферного взаимодействия // Система «Планета-Земля». М.: ЛЕНАНД, 2010. С. 262–273.
- Лаврентьев М.М., Романов В.Г., Шишатский С.П. Некоторые проблемы математической физики и анализа. М.: Наука, 1980. 286 с.
- Лазарев Ю.И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Л.: Наука, 1971. 126 с.
- Лазарев Ю.И. Балтийский щит // Древние платформы Евразии. Новосибирск: Наука, 1977. С. 9–164.
- Лазарев Ю.И., Кожевников В.Н. Структурно-петрологическое изучение гранитизации. Л.: Наука, 1973. 126 с.
- Летников Ф.А. Флюидная модель формирования литосферы // Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. С. 6–18.
- Литвиненко И.В. Сейсмический метод при изучении глубинного строения Балтийского щита // Зап. ЛГИ. 1963. Т. 46, вып. 2. С. 3–13.
- Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Гаврилов И.А. Глубинный разрез земной коры центральной Карелии и его сейсмическая модель // Зап. ЛГИ. 1981. Т. 89. С. 12–17.
- Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Дворецкая Л.М. Глубинный сейсмический разрез земной коры Приладожья и юго-западной Карелии // Зап. ЛГИ. 1982. Т. 92. С. 3–29.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, V / Гл. ред. А.В. Чекунов. Киев: Наукова думка, 1987. 168 с.
- Лишневецкий Э.Н. Раннедокембрийские граниты: трехмерные фигуры и положение в структуре земной коры (на примере Карелии) // Геотектоника. 2000. № 1. С. 23–32.
- Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Коваленко А.В. и др. Западно-Карельский домен // Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. С. 343–395.
- Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Милькевич А.И. и др. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геология. Корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 3–10.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. Неоархейские гранулиты Карелии – геологическое положение и геодинамическая интерпретация // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. СПб.: Наука, 2007. С. 201–205.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 205 с.
- Луцицкий И.В., Сидоренко А.В. Проблема изучения докембрийского вулканогенного литогенеза // Зеленокаменные пояса древних щитов. М.: Наука, 1982. С. 5–11.
- Магнитная модель литосферы Европы / Отв. ред. Г.И. Каратаев. Киев: Наукова думка, 1990. 168 с.
- Маракушев А.А. Генетические типы зеленокаменных поясов // Зеленокаменные пояса древних щитов. М.: Наука, 1982. С. 27–47.
- Мельник Ю.П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев: Наукова думка, 1973. 276 с.
- Мельник Ю.П. Генезис докембрийских полосчатых железистых формаций. Киев: Наукова думка, 1986. 236 с.
- Мельник Ю.П., Ярощук М.А. Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. Киев, 1966. С. 98–114.
- Металлогения Карелии / Ред. С.И. Рыбаков. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 340 с.
- Минерально-сырьевая база Республики Карелия // Неметаллические полезные ископаемые. Подземные воды и лечебные грязи. Кн. 2. Петрозаводск: Карелия, 2006. 356 с.
- Миц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕИС: в 2 т. М.: Геокарт ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с.
- Моссэ И.Б. Генетические эффекты в природных популяциях животных, обитающих в радиационно-загрязненных районах Белоруссии // Информационный бюллетень № 3. Электронный ресурс. URL: chernobyl.iatp.by/rus/n3/Bul31-1.htm (дата обращения 03.06.2014).
- Муравьи // Энциклопедия «Кругосвет». Электронный ресурс. URL: [www.krugosvet.ru/ enc/ nauka_i.../MURAVI.html](http://www.krugosvet.ru/enc/nauka_i.../MURAVI.html) (дата обращения 06.06.2014).
- Нилов М.Ю. Геофизические критерии выделения Au-Co-Mo-порфировых штоковерковых зон на примере участка Кадилампи в западной Карелии // Учен. зап. ПетргУ. 2013. № 2. С. 48–51.
- Нилов М.Ю., Юдин С.Н., Кулешевич Л.В. Геологическое строение и геофизические исследования Северной Приграничной площади зеленокаменного пояса Ялонвара – Хатту – Тулос // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 100–120.
- Новоселов К.А., Белогуб Е.В. Отчет по результатам ревизии скважин поисковых площадей. Mineral Exploration Network (Finland) Ltd. 2011.
- Общие вопросы расчленения докембрия СССР / Ред. Ф.П. Митрофанова. Л.: Наука, 1979. 164 с.
- Олиер К. Выветривание. М.: Недра, 1987. 348 с.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Орлюк М.И., Пашкевич И.К. Глубинные источники региональных магнитных аномалий: тектонотипы и связь с трансформными разломами // *Геофизич. журн.* 2012. Т. 34, № 4. С. 224–234.

Открытие и разведка Костомукшского железорудного месторождения. Учебное пособие для студентов горно-геологического факультета / Сост. Н.В. Шаров. Петрозаводск: ПетрГУ, 2014. 103 с.

Павленкова Н.И. Трехмерная модель земной коры Балтийского щита по данным глубинных сейсмических исследований // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.* 1986. № 12. С. 43–54.

Пашкевич И.К., Марковский В.С., Орлюк М.И., Елисеева С.В. и др. Магнитная модель литосферы Европы. Киев: Наукова думка, 1990. 168 с.

Пашкевич И.К., Орлюк М.И., Елисеева С.В., Мозговая А.П. Сравнительная характеристика глубинных магнитных неоднородностей Балтийского и Украинского щитов // *Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР.* Сб. науч. тр. Апатиты, 1992. С. 19–29.

Пашкевич И.К., Печерский Д.М., Городницкий А.М. Петромагнитная модель литосферы. Киев: Наукова думка, 1993. 175 с.

Пашкевич И.К., Шаров Н.В., Савченко А.С., Старостенко В.И. Трехмерная геолого-геофизическая модель литосферы центральной части Карельского кратона // *Геофизич. журн.* 2014. Т. 36, № 6. С. 58–78.

Педро Л. Экспериментальные исследования геологического выветривания кристаллических пород. М.: Мир, 1971. 250 с.

Перхуц Э., Корхонен Х. Структура земной коры Балтийского щита по распределению параметров К и σ // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.* 1989. № 12. С. 74–81.

Петров С.В., Головина Т.А. Типы золоторудной минерализации в рудах и вмещающих породах Костомукшского месторождения железистых кварцитов // *Метаморфизм, гранитообразование и рудогенез: тез. докл. юбилейн. научн. сессии к 100-летию Н.Г. Судовикова.* СПб., 2003. С. 98–100.

Петромагнитная карта геологических формаций Восточной части Балтийского щита. 1 : 1 000 000 / Ред. Н.Б. Дортман. М.: Аэрогеология, 1977. 7 л.

Петромагнитная модель литосферы / Отв. ред. Д.М. Печерский. Киев: Наукова думка, 1993. 15 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.

Полов В.Е. Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Л.: Наука, 1991. 287 с.

Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1976. 72 с.

Прокофьев В.Ю. Типы гидротермальных рудообразующих систем (по данным исследования флюидных включений). ГРМ. 1998. Т. 40, № 6. С. 514–528.

Проскуряков В.В., Уздъев Л.И., Журавлев В.А. и др. Щелочные калиевые породы района Костомукшского железорудного месторождения (Западная Карелия) // *ДАН СССР.* 1989. Т. 307, № 6. С. 1457–1460.

Пустолякова Е. Муравейники как индикаторы талых зон в вечной мерзлоте / *СОРАН INFO Наука. Сибирь. Общество*, 11.02.2013 Электронный ресурс. URL: www.soran.info/.../muraveyniki-kak-indikator-tylykh-zon-v-vechnoi-merzlote (дата обращения 30.05.2014).

Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. Геология мантии Земли. М.: ГЕОС, 2010. 140 с.

Радиометр «СРП-68» Электронный ресурс. URL: <http://www.ntfprompribor.ru/page145572> (дата обращения 02.06.2014).

Радоновые штольни в Австрии. Отдых и лечение // Электронный ресурс. URL: <http://ski-sun.ru/aus/radon/> (дата обращения 01.06.2014).

Раевская М.Б. Фациальные и металлогенические особенности основного и кислого вулканизма Костомукшского железорудного района // *Геология раннего докембрия Карелии.* Петрозаводск: КФАН СССР, 1979. С. 32–49.

Раевская М.Б., Горьковец В.Я. Ультраосновные эффузивы лопия района оз. Совдозеро // *Оперативно-информационные материалы за 1983 год. Геология, магматизм.* Петрозаводск, 1984. С. 18–21.

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

Ранний докембрий Балтийского щита / Отв. ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 710 с.

Робонен В.И., Коросов В.И. К геологии Костомукшского железорудного месторождения // *Геология закономерности размещения полезных ископаемых на территории Карелии.* Петрозаводск, 1966. С. 156–168.

Робонен В.И., Рыбаков С.И. Вулканизм в протерозое Карелии. Лопийский этап // *Вулканические постройки протерозоя Карелии.* Л.: Наука, 1978. С. 15–18.

Робонен В.И., Рыбаков С.И., Ручкин Г.В. и др. Серноколчеданные месторождения Карелии (геология, метаморфизм, генезис). Л.: Наука, 1978. 192 с.

Рыбаков С.И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 266 с.

Савченко А.С., Старостенко В.И., Легостаева О.В., Макаренко И.Б. Практическое использование автоматизированного комплекса при интерпретации данных потенциальных полей методом подбора // *Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 35-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского (29 января – 3 февраля 2008 г.).* Ухта: УГТУ, 2008. С. 271–274.

Самсонов А.В. Тоналит-зеленокаменные пояса и санукитоиды как продукты эволюции архейской острово-дужной системы (на примере Карельского кратона) // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналогии. Петрозаводск, 2009. С. 113–134.

Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Горьковец В.Я. и др. Золоторудный потенциал территории России и перспектива поисков крупных золоторудных месторождений рудных полезных ископаемых // Стратиграфические виды рудного сырья / Ред. Н.П. Лаверов, Ю.Г. Сафонов. М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т. 2. С. 241–270.

Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.

Светов А.П. Печенгская и Онежская вулканогенно-тектонические структуры как объекты геолого-геофизического тестирования надочаговых зон мантийного питания ареалов активного докембрийского магматизма // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии. Петрозаводск, 2002. С. 208–212.

Светов А.П. Платобазальтовый эндогенный режим Фенноскандии и проблемы магматической геотектоники докембрия // Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург, 2003. С. 118–122.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л., 1991. 199 с.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск, 2005. 356 с.

Светова А.И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1988. 148 с.

Свириденко Л.П. Гранитообразование в фундаменте карелид и его связь с тектоникой и метаморфизмом (на примере района оз. Верхнее Куйто) // Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита: тез. докл. Апатиты, 1968.

Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л., 1974. 155 с.

Свириденко Л.П. Эволюция физических свойств горных пород и минералов при гранитообразовании // Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, 1974. С. 52–60.

Свириденко Л.П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л., 1980. 216 с.

Свириденко Л.П. Гранитообразование восточной части Фенноскандинавского щита // Эволюция докембрийских гранитоидов и связанных с ними полезных ископаемых в связи с энергетикой Земли и этапами ее тектоно-магматической активизации. Киев, 2008. С. 30–35.

Свириденко Л.П. Граниты и гранитообразование в докембрии // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск, 2011. С. 104–111.

Свириденко Л.П. Вулканизм и тектоника юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2013. 212 с.

Свириденко Л.П., Романов Е.М. К методике изучения закономерностей пространственного изменения физических свойств ультраметаморфических комплексов // Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, 1974. С. 47–52.

Сейсмическая радоновая станция «СРС-05» «НТМ-Защита». Электронный ресурс. url: <http://ntm.ru/products/133/7282>.

Слабунов А.И., Хёлта П., Шаров Н.В. и др. 4-D модель формирования земной коры Фенноскандинавского щита в архее как синтез современных геологических данных // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 13–21.

Спутниковые технологии в геодинамике / Ред. В.Н. Губина. Минск: Минсктиппроект, 2010. 88 с.

Старостенко В.И., Дядюра В.А., Заворотько А.Н. Об интерпретации гравитационного поля методом подбора // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1975. № 4. С. 78–86.

Старостенко В.И., Легостаева О.В. Прямая задача гравиметрии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной прямоугольной призмы // Физика Земли. 1998. № 12. С. 31–44.

Старостенко В.И., Легостаева О.В., Макаренко И.Б. и др. Об автоматизированном вводе в компьютер изображений геолого-геофизических карт с разрывами первого рода и визуализации в интерактивном режиме трехмерных геофизических моделей и их полей // Геофизич. журн. 2004. Т. 26, № 1. С. 3–13.

Старостенко В.И., Шуман В.Н., Иващенко И.Н. и др. Магнитные поля трехмерных анизотропных тел: теория и практика вычислений // Физика Земли. 2009. № 8. С. 20–35.

Старостенко В.И., Шарыпанов В.М., Савченко А.С. и др. Об автоматизированной интерактивной обработке графических изображений геологических и геофизических объектов // Геофизич. журн. 2011. Т. 33, № 1. С. 54–62.

Стратиграфический кодекс СССР. Л., 1977. 80 с.

Стратиграфия докембрия КАССР (архей, нижний протерозой). Петрозаводск, 1984. 115 с.

Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 190 с.

Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным / Ред. Л.П. Свириденко. Л.: Наука, 1983. 180 с.

Строение континентальной земной коры на территории СССР (по геофизическим данным). Л., 1974. 112 с.

Техника для жизни. Электронный ресурс: www.draeger.ru/Ru/ru/products/gas_detection/portable/multi/cin_x-am-5000.jsp

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Титов А.Ф., Буторин А.А., Громцев А.Н. и др. Зеленый пояс Фенноскандии: состояние и перспективы развития // Труды КарНЦ РАН. 2009. № 2. С. 3–11.

Торицин В.А. Отчет о результатах поисковых работ на золото, колчеданные руды и полиметаллы, проведённых Соанваарским отрядом в Северном Приладожье в 1978–1980 гг. // Фонды ПГО «Севзапгеология». Л., 1980. 302 с.

Трипольский А.А., Шаров Н.В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 159 с.

Фиш Г. На земле Калевалы // Журнал «Вокруг света». 1947. № 2. С. 8–12.

Фролов В.Т. Флишевая формация – уточнение понимания // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 16–32.

Фурман В.Н., Пшеничная О.В. Пакет информационных геологических материалов по золоторудному объекту «Таловейс» и окружающей территории, расположенной в пределах Костомукшской зеленокаменной структуры, административно подчиненной Калевальскому району Республики Карелия. 1994.

Фурман В.Н., Пшеничная О.В. Общие закономерности золотоносности Костомукшской структуры на примере месторождения «Таловейс» и проявления «Берендей»: Тез. докл. «Благородные металлы и алмазы северной Европейской части России». Петрозаводск, 1995. С. 147–149.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 678 с.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 604 с.

Хартонов Л.Я. Структура и стратиграфия восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 360 с.

Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией - I // Геофизич. 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 - I // Геофизич. журн. 2010. Т. 32, № 1. С. 60–77.

Цирюльникова М.Я., Сокол Р.С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. С. 78–89.

Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А. и др. Эволюция магматизма Карелии как основа для выделения архейских террейнов: Материалы Междунар. конф. Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. С. 176–178.

Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Левский Л.К. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. № 8. С. 805–816.

Чекунов А.В., Старостенко В.И., Красовский С.С. и др. Геотрансект Евро-3 (EU-3) // Геофизич. журн. 1993. Т. 15, № 2. С. 3–32.

Чернов В.М. Об условиях образования Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: КФАН СССР, 1959. № 3. С. 17–27.

Чернов В.М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.; Л., 1964. 123 с.

Чернов В.М., Горьковец В.Я. Главные закономерности распределения химических элементов в вулканогенных железисто-кремнистых формациях докембрия Карелии // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1971. Вып. 3. С. 230–297.

Чернов В.М., Горьковец В.Я. Информационная записка о прогнозных запасах железистых руд Костомукшского синклиория. Петрозаводск, 1974. 48 с.

Чернов В.М., Горьковец В.Я., Инина К.А., Раевская М.Б. К вопросу о стратиграфическом положении конгломератов Гимольского района Карелии // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966. С. 187–201.

Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации: литология, геохимия, корреляция, палеотектоника. Петрозаводск, 1970. 285 с.

Чернов В.М., Стенарь М.М. Стратиграфия карельских образований Западной Карелии // Труды КФАН СССР. 1960. Вып. 26. С. 29–45.

Чернов В.М., Стенарь М.М. Железорудная формация Карелии и ее сопоставление с аналогичными формациями Балтийского и Украинского кристаллических щитов // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961. С. 102–107.

Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 144 с.

Шаров Н.В. Эволюция взглядов на модели строения кристаллической коры Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. № 10. С. 32–43.

Шаров Н.В. Глубинные сейсмические исследования в центральной части Карельского кратона // Физика Земли. 2013. № 1. С. 36–52.

Шаров Н.В., Митрофанов Ф.П. Скоростные неоднородности литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) щита // ДАН. 2014. Т. 454, № 2. С. 221–224.

- Шаров Н.В., Слабунов А.И., Исанина Э.В. и др.* Сейсмический разрез земной коры по профилю ГСЗ – ОГТ «Суша – море» Калевала – Кемь – горло Белого моря // Геофизич. журн. 2010. Т. 32, № 5. С. 21–34.
- Шилов В.Н.* Андезиты в раннем докембрии Карелии // Зеленокаменные пояса древних щитов. М.: Наука, 1982. С. 52–74.
- Шиманская Е.И., Вардуни Т.В., Вьюхина А.А., Чохели В.А.* Разработка метода биотестирования недифференцированных факторов среды для территорий, приуроченных к зонам активных тектонических разломов, на основе анализа морфологических изменений у ценозообразующих видов деревьев // Фундаментальные исследования. 2013. Ч. 5. № 6. С. 1178–1183.
- Шустова Л.Е., Дядеев В.А., Кратц К.О.* Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., 1973. 67 с.
- Шустова Л.Е., Рабинович Г.Я.* Сейсмометрия и гравиметрия при изучении динамики литосферы докембрия // Исследования литосферы в работах петербургских геофизиков. СПб.: ВИРГ-Рудгеофизика, 2003. С. 170–176.
- Щербак Н.П., Горьковец В.Я., Додатко А.Д. и др.* Схема корреляции стратиграфических подразделений железисто-кремнистых формаций докембрия Европейской части СССР // Геологический журнал. Киев: Наукова думка, 1986. Т. 46, № 2. С. 5–17.
- Эволюция докембрийского магматизма (на примере Карелии) /* Под ред. Л.П. Свириденко. Л.: Наука, 1985. 250 с.
- Экологические функции литосферы /* Под ред. В.Т. Трофимова. М.: МГУ, 2000. 432 с.
- Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов.* Л.: Наука, 1981. 163 с.
- Этапы тектонического развития.* Л., 1973. 171 с.
- Abramovitz T., Thybo H., Berthelsen A.* Proterozoic sutures and terranes in the southeastern Baltic Shield interpreted from BABEL deep seismic data // Tectonophysics. 1997. Vol. 270. P. 259–277.
- Airo, Mery-Liisa (eds.).* Aerogeophysics in Finland 1972–2004: Methods, System Characteristics and Applications // Geological Survey of Finland, Special Paper. 2005. Vol. 39. 197 p.
- Azbel J.Ya., Bujanov A.F., Ionkis V.T. et al.* Crustal structure of the Kola peninsula from inversion of deep seismic sounding data // Tectonophysics. 1989. Vol. 162. P. 87–99.
- Bank O.J., Bostock M.G., Ellis R.M.* Litosphere mantle structure beneath the Trans-Hudson orogen and origin of diamondiferous kimberlites // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103, N 5. P. 10103–10114.
- Berzin R.G., Yurov Y.G., Pavlenkova N.I.* CDP and DSS data along the Uchta – Kem profile (the Baltic Shield) // Tectonophysics. 2002. Vol. 355. P. 187–200.
- Black L.P., Kamo S.L., Alen C.M. (etc.)* // Chem. Geol. 2003. Vol. 200. P. 155–170.
- Bouguer anomaly map of the Fennoscandian Shield, scale 1 : 2 000 000.* 2002.
- Boyd D.* The contribution of airborne magnetic surveys to geological mapping / Morley L.W. (ed.) // Mining and groundwater geophysics. Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, Economic Geology Report. 1967. Vol. 26. P. 213–227.
- Cloud P.E.* Atmospheric and hydrospheric evolution on the primitive. Earth. Science, 1968. Vol. 160. P. 729–736.
- Condie K.C.* Trace element geochemistry of Archean greenstone belts. Earth. Sci. Rev. 1976. Vol. 12, N 4. P. 393–417.
- Dahlin T., Zhou B.* A Numerical Comparison of 2D Resistivity Imaging with Ten Electrode Arrays // Geophys. Prosp. 2004. N 52. P. 379–398.
- Dunbar G.J., Mc. Call G.J.H.* Archean turbidites and bandet ironstones of the MT. Belches area (Western Australia) // Sedimentary Geology. 1971. Vol. 5, N 2. P. 23–133.
- Era-Esko L.* Pohjanmaa (Bothnia) // Finns in Europe. VI–XV centuries. Baltic-Finnish nations. Historical and archlogical studies. Issue 1. 1990. P. 74–90.
- Gaal G., Mikkola A., Söderholm C.* Evolution of the Archean crust in Finland // Precamb. Research. 1978. N 6. P. 199–215.
- Galitchanina L.D., Glaznev V.N., Mitrofanov F.P. et al.* Surface density characteristics of the Baltic Shield and adjacent territories // Norg. Geol. Unders. 1995. Vol. 7. P. 349–354.
- Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Eastern Finland /* Eds. P.A. Nurmi, P. Sorjonen-Ward // Geological Survey of Finland, Special Paper. 1993. Vol. 17. 386 p.
- Geyko V.S.* A general theory of the seismic travel-time tomography // Geophys. Prosp. 2004. Vol. 26, N 2. P. 3–32.
- Gorkovets V.Ya., Rayevskaya M.B.* Geology of the Kostomuksha Nature Reserve // Ecosystem, fauna and flora of the Finnish-Russian Nature Reserve Friendship / Eds. T. Lindholm, R. Heikkila and M. Hekkila. Fin. Environment Institute. Helsinki, 1997. P. 11–16.
- Gorkovets V.Ya., Rayevskaya M.B.* Geological characteristics and assessment of the study area // Nature complexes, flora and fauna of the proposed Kalevala National Park. Helsinki, 2002. P. 9–10.
- Gorkovets V.Ya., Rayevskaya M.B.* Crystalline basement of Friendship Nature Reserve // Biodiversity and conservation of boreal nature. Proceedings of the 10-year Anniversary Symposium of Friendship Nature Reserve. Kainuu, 2003. P. 62–65.
- Gorkovets V.Ya., Rayevskaya M.B., Lukashov A.D.* Geology of the proposed Kalevala, Tuulijärvi, Koitajoki and Tolvajärvi National Parks // Biodiversity of old growth forest: its conservation in northwestern Russia. Oulu, 2000. Vol. 58. P. 159–172.

- Gorkovets V.Ya., Rayevskaya M.B., Spiridonov A.M.* On a new type of stone structures on lake Kiitehenjärvi in Kostomuksha Nature Reserve // Abstracts of Biodiversity and conservation of boreal nature. Nature Reserve Friendship. 10-years Anniversary. Symposium. Kuhmo. Finland, 2000. 14 p.
- Grad M., Tiira T. and ESC Working Group.* The Moho depth map of the European Plate // *Geophys. J. Int.* 2009. Vol. 176. P. 279–292.
- Grant F.S.* Aeromagnetics, Geology and Ore Environments, I. Magnetite in Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks: an Overview // *Geoexploration*. 1985. Vol. 23. P. 303–333.
- Hanski B., Kairakari H., Piirainen T.* The Archean Kuhmo Greenstone Belt // Exogenic processes and related metallogeny in the Svecokarelian geosynclinal complex / K. Laajoki, J. Paakkola. Espoo, 1983. P. 4–33.
- Hanski E.J.* Komatiitic and tholeiitic metavolcanic rocks of the Kellojarvi group in the Sivikkovaara area of the Archean Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland // *Bull. of the Geological Society of Finland*. 1980. Vol. 52. P. 67–100.
- Higashi S., Yamauchi K.* Influence of a Supercolonial Ant Formica (Formica) yessensial Forel on the Distribution of Other Ants in Ishikari Coast // *Japanese Journal of Ecology*. 1997. N 2. P. 257–264.
- Hokkanen T.J., Ieshko E., Heikkilä R. et al.* Combining nature protection and local development in the southern part of the Green Belt of Fennoscandia / Eds. A. Terry, K. Ullrich, U. Riecken // *Green Belt of Europe: From vision to reality: IUCN, Gland, Switzerland and Cambridge, UK*. 2006. P. 79–91.
- Hölttä P.* Archean evolution of the Western Karelian province // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 167–168.
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H. et al.* The Archean of the Karelia Province in Finland // *Geological Survey of Finland, Special Paper*. 2012. Vol. 54. P. 21–72.
- Huhma H., Mänttari I., Peltonen P. et al.* The age of the Archean Greenstone Belts in Finland // *Geological Survey of Finland, Special Paper*. 2012. Vol. 54. P. 73–174.
- Huure M.* Pohjois-Pohjonmaan ja Lapin esihistoria // *Pohjois-pohjonmaan ja Lapin historia I*. Kuusamo, 1983. 532 p.
- Ignatov M.S., Afonina O.M., Ignatova E.A. et al.* Check-list of mosses of East Europe and North Asia // *Arctoa*. 2006. N 15. P. 1–130.
- Kakkuri.* Postglacial deformation of the Fennoscandian Crust // *Geophys.* 1997. Vol. 33, N 1. P. 99–110.
- Koistinen T., Stephens M.B., Bogatchev V. et al.* Geological Map of the Fennoscandian Shield, scale 1 : 2 000 000 // *Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia*. 2001. *Komatiites*. London, 1982. 526 p.
- Korhonen J.V., Aaro S., All T. et al.* Bouguer Anomaly Map of the Fennoscandian Shield, scale 1 : 2 000 000 // *Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and Ministry of Natural Resources of Russian Federation*. 2002a.
- Korhonen J.V., Aaro S., All T. et al.* Magnetic Anomaly Map of the Fennoscandian Shield, scale 1 : 2 000 000 // *Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and Ministry of Natural Resources of Russian Federation*. 2002b.
- Korja A., Heikkinen P.J.* Seismic images of Palaeoproterozoic microplate boundaries in the Fennoscandian Shield // *The Geological Society of America. Special Paper*. 2008. Vol. 440. P. 229–248.
- Korja A., Korja T., Luosto U. et al.* Seismic and geoelectric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian Shield – implications for Precambrian crustal evolution // *Tectonophysics*. 1993. Vol. 219. P. 129–152.
- Korsman K., Hölttä T., Wasenirs P.* Metamorphism as an indicator of evolution and structure of the crust in Eastern Finland // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1984. Vol. 328. 40 p.
- Korsman K., Koistinen T., Korhonen J. et al.* Bedrock map of Finland 1 : 1 000 000 // *Geological Survey of Finland, Special maps*. 1997. Vol. 37.
- Kryshen’A., Titov A., Heikkilä R. et al.* On the Boundaries of the Green Belt of Fennoscandia // *Proceedings of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of sciences*. 2013. N 2. P. 92–96.
- Kukkonen I.T. et al.* Outokumpu Deep Drilling Project 2003–2010 // *Geological Survey of Finland, Espoo. Special Paper*. 2011. Vol. 51. 252 p.
- Kukkonen I.T., Lahtinen R.* Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005 // *Geological Survey of Finland, Espoo. Special Paper*. 2006. Vol. 43. 247 p.
- Laajoki K. et al.* Rare-earth elements in the Archean iron formations and associated schists in Ukkalanvaara, Ilomantsi, SH Finland // *Bull. of the Geological Society of Finland*. 1977. Part 2. Vol. 49. P. 105–123.
- Lotka A.J.* Elements of physical biology. Baltimore: Williams and Wilkins, 1925. 460 p.
- Ludwig K.P.* Isoplot / Ex. A User’s Manual; Berkeley, CA, USA // *Berkeley Geochronology Center. Special Publication*. 2001. N 1a. 56 p.
- Ludwig K.P.* SQUID 1. 00. A User’s Manual; Berkeley, CA, USA // *Berkeley Geochronology Center. Special Publication*. 2000. N 2. 17 p.
- Luosto U., Lanne E., Korhonen H. et al.* Deep structure of the Earth’s crust on the SVEKA profile in Central Finland // *Annales Geophys.* 1987. Vol. 2, N 5. P. 559–570.
- Luosto U., Tiira T., Korhonen H. et al.* Crust and upper mantle structure along the DSS Baltic profile in SE Finland // *J. Geophys. Int.* 1990. Vol. 101. P. 89–110.
- Luukkonen E.* Late Archean and Early Proterozoic structural evolution in Kuhmo – Suomussalmi terrain, Eastern Finland. Turku, 1992. 113 p.

- Luukkonen E.* Late Archean and Early Proterozoic structural evolution in Kuhmo – Suomussalmi terrain, Eastern Finland. Turun yliopiston julkaisuja // Annales Universitatis Turkuensis. 1992. Vol. 78. 37 p.
- Magnetic anomaly map of Central Finland – Karelia, scale 1 : 100 000.* 2001.
- Mann P., Nempton M., Bradley D., Burke K.* Development of pull-apart basins // Journal of Geology. 1982. Vol. 91. P. 529–554.
- Mints M., Suleimanov A., Zamozhniaya N., Stupak V.* A 3-D model of the Early Precambrian crust under the Southeastern Fennoscandian Shield: Karelia Craton and Belomorian tectonic province // Tectonophysics. 2009. Vol. 472. P. 323–339.
- Mitrofanov F.P., Sharov N.V., Zagorodny V.G. et al.* Crustal Structure of the Baltic Shield along the Pechenga – Kostomuksha – Lovisa Geotraverse // Int. Geol. Rev. 1998. Vol. 40, N 11. P. 990–997.
- Mutanen T., Huhma H.* The 3,5 Ga Siurua trondhemite gneiss in the Archean Pudasjärvi granulite belt, Northern Finland // Bull. of the Geological Society of Finland. 2003. Vol. 75 (1–2). P. 51–68.
- Nukanen O.* Kallioperäkartan selitys – Explanation to the map of rocks. Lanti-Shed 4241 Kiihteisvaara. Map of Finland. 1 : 100 000 // Geological Survey of Finland. 1971. 68 p.
- Nurmi P., Lestinen P., Niskavaara H.* Geochemical characteristics of mesothermal gold deposits in the Fennoscandian shield, and a comparison with selected Canadian and Australian deposits // Geological Survey of Finland. 1991. Vol. 351. 101 p.
- Nurmi P., Sorjonen-Ward P.* Geological development, gold mineralization and exploration – methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, Eastern Finland. Espoo, 1993. P. 386.
- Ojala J.V., Piirainen T., Pitkääjärvi I.T. et al.* Tutkimukset Hatun linskejaksolla kosällu 1987. Ro-portti 13. Oulun yliopisto, 1988. 34 p.
- Papunen H., Halkoaho T., Luukkonen E.* Archean evolution of the Tipasjärvi – Kuhmo – Suomussalmi Greenstone Complex, Finland // Geological Survey of Finland, Bulletin. 403. Espoo, 2009. 69 p.
- Papunen H., Halkoaho T., Liimatainen J., Tulenheimo T.* Komatiite geology of the Siivikkovaara and Kellojärvi areas of the Kuhmo Greenstone Belt // Geological Survey of Finland. 1998. 51 p.
- Pearson D.G.* The age of continental roots // Lithos. 1999. Vol. 48. P. 171–194.
- Peltonen P., Kontinen A., Huhma H.* Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua Ophiolite (Finland): Melt migration in the upper mantle during Palaeoproterozoic continental break-up // J. Petrology. 1998. Vol. 39. P. 297–329.
- Piirainen T.* The geology of the Archean greenstone-granitoid terrain in Kuhmo, Eastern Finland / Martila E. (Eds.). Archean Geology of the Fennoscandian Shield // Geological Survey of Finland. Special Paper. 1988. Vol. 4. P. 39–51.
- Polk C., Postow E.* (Eds.). Handbook of Biological Effects of Electromagnetic Fields. Boca Raton. FL: CRC Press, 1996.
- Pudasjärvi granulite belt, Northern Finland* // Bull. of the Geological Society of Finland. 2003. Vol. 75 (1–2). P. 51–68.
- Senen S.C.* The Lithosphere-asthenosphere system beneath Fennoscandia (Baltic Shield) by body-wave tomography. Swiss federal Institute of technology. Zurich. 2002. 191 p.
- Silvennoinen H., Kozlovskaya E.* 3D structure and physical properties of the Kuhmo Greenstone Belt (Eastern Finland): Constraints from gravity modeling and seismic data and implications for the tectonic setting // Journal of Geodynamics. 2007. Vol. 43. P. 358–373.
- Simonen A.* The Precambrian in Finland Geol. // Surv. Finl. Bull. 1980. Vol. 304. 58 p.
- Simons F., Zielhuis A. et al.* The deep structure of the Australian continent from surface wave tomography // Lithos. 1999. Vol. 48. P. 17–43.
- Taipale K.* The geology and geochemistry of the Archean Kuhmo green-stone-granite terrain in the Tipasjärvi area, Eastern Finland // Acta Univ. Oulu, 1983. 98 p.
- Taipale K., Hanski E., Kairakari H., Piirainen K.* The Archean Kuhmo Greenstone Belt // Exogenic processes and related metalogeny in the Svecokarelian geosinklinal complex. Espoo, 1983. P. 4–33.
- Taipale K., Horneman R., Hyvärinen T.* Geological Map of Finland 1 : 100 000. Pre-Quaternary rocks. Sheet 4322 // Geological Survey of Finland. 1993.
- Taipale K., Tuokko I., Piirainen T.* A brief introduction to the geology and geochemistry of the Kuhmo Greenstone Belt, Eastern Finland. Oulu, 1980. P. 37–73.
- Tuukki P.A., Manniko K.N., Ojala V.J., Pitkajarvy J.T.* Koveron linskejaksjon geologia. Raportti 9. Oulun yliopisto, 1987. 123 p.
- Ulvinen T., Syrjänen K.* Suomen sammalten levinneisyys eliömaakunnissa / Teoksessa Laaka-Lindberg S., Anttila S. & Syrjänen K. (toim.) // Suomen uhanalaiset sammat. Suomen ympäristökeskus. Helsinki: Ympäristöopas, 2009. P. 309–342.
- Vinnik L.P., Green R.W.E., Nicolaysen L.O. et al.* Deep seismic structure of the Kaapvaal craton // Tectonophysics. 1996. Vol. 262. P. 67–75.
- Volterra V.* Lecons sur la theorie mathematique de la lutte pour la vie. P.: Gauthiers-Villars, 1931.
- White D.J., Forsyth D.A., Asudeh I. et al.* A seismic-based cross-section of the Grenville Orogen in southern Ontario and western Quebec // Can. J. Earth Sci. 2000. Vol. 37. P. 183–192.
- Williams I.S.* Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / M.A. McKibben, W.C. Shanks and W.I. Ridley (eds.) // Reviews in Economic Geology. 1998. Vol. 7. P. 1–35.

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

- Yliniemi J.* Deep seismic soundings in the University of Oulu. Inst. of Seism., Univ. of Helsinki. 1991. Vol. 25. P. 1–6.
- Yliniemi J., Kozlovskaya E. et al.* Structure of the crust and uppermost mantle beneath Southern Finland revealed by analysis of local events registered by the SVEKALAPKO seismic array // *Tectonophysics*. 2004. Vol. 394. P. 41–67.
- Zielhuis A., Hilst R.* Upper mantle shear velocity beneath Eastern Australia from inversion of wave forms from SKIPPY portable arrays // *Geophysics. J. Int.* 1996. Vol. 127. P. 1–16.

ФОНДОВАЯ

- Алтусарь Г.Е.* Отчет о результатах геолого-разведочных работ, проведенных на Маварском месторождении габбродиабазы (блочный камень) в Суоярвском районе Республики Карелия в 2005–2008 гг. 2008. Кар. ТФГИ.
- Афонин Г.В.* Отчет о результатах поисковых, поисково-оценочных и разведочных работ на месторождении облицовочного габбро Таловейс, проведенных на территории, подчиненной Костомукшскому горсовету Республики Карелия в 1990–1992 гг. 1992. Кар. ТФГИ.
- Баранов В.Н.* Отчет о результатах опережающей комплексной АГСМЭ съемки м-ба 1 : 50 000 в пределах приграничной площади Западно-Карельского блока в 1994–1996 гг. Петрозаводск. ТГФ. 1997.
- Белов Ю.И.* Отчет о детальной разведке Костомукшского месторождения геллефлинт (вскрышных пород железорудного месторождения) как сырья для производства щебня и кварц-полевошпатового концентрата (Калевальский район КАССР, 1985–1987 гг.). 1987. Кар. ТФГИ.
- Белов Ю.И.* Отчет о результатах геолого-разведочных работ на месторождении гранитов Калалампи (строительный камень для производства щебня), проведенных в Суоярвском районе Республики Карелия в 2006–2007 гг. 2007. Кар. ТФГИ.
- Борисова Р.И.* Отчет по составлению комплекта карт геологического содержания масштаба 1 : 50 000 Костомукшского железорудного района (листы Q-36-110-ВГ, Q-36-122-АБ), проведенному в 1989–2001 гг. 2001. Кар. ТФГИ.
- Борисова Р.И.* Отчет о результатах поисков и оценки месторождений строительного камня, пригодного для производства щебня и блоков, вдоль участка железной дороги Суккозеро – Суоярви и прилегающей к ней сети автомобильных дорог в Суоярвском и Муезерском районах Республики Карелия в 2004 г. 2004. Кар. ТФГИ.
- Дегтярев Н.К.* Отчет о результатах геолого-разведочных работ на месторождении гранито-гнейсов Расиалампи (строительный камень для производства щебня), проведенных в Муезерском районе Республики Карелия в 2005 г. 2006. Кар. ТФГИ.
- Дегтярев Н.К.* Отчет о результатах геолого-разведочных работ на месторождении гранитов Егоркина Горка (строительные камни для производства щебня), проведенных в Суоярвском р-не РК в 2007 г. 2007а. Кар. ТФГИ.
- Дегтярев Н.К.* Отчет по оценке Лахколамбинского месторождения гранитов (строительный камень для производства щебня) в Суоярвском районе Республики Карелия по результатам ранее выполненных геолого-разведочных работ. 2007б. Кар. ТФГИ.
- Дегтярев Н.К.* Отчет по оценке месторождения гнейсо-гранитов Руголампи (строительный камень для производства щебня) в Муезерском районе Республики Карелия по результатам ранее выполненных геолого-разведочных работ. 2007в. Кар. ТФГИ.
- Задков Д.В.* Отчет о доразведке неосвоенного промышленностью месторождения кварцитов Метчанг-Ярви-2 в качестве сырья для изготовления огнеупорного порошка и декоративного щебня, проведенной в Муезерском районе КАССР в 1990 г. 1991. Кар. ТФГИ.
- Захаров А.А.* Отчет о результатах поисковых и оценочных работ на строительный камень (граниты) для производства щебня на участке Северный в Муезерском районе Республики Карелия в 2007 г. 2007. Кар. ТФГИ.
- Кевель С.А.* Отчет о результатах геолого-разведочных работ на Костомукшском месторождении гранита (строительный камень для производства щебня), проведенных в Суоярвском районе Республики Карелия в 2007 г. 2007. Кар. ТФГИ.
- Кевель С.А.* Отчет о результатах геолого-разведочных работ на строительный камень (гранит) для производства щебня на участке Каменистый-1 в Муезерском районе Республики Карелия в 2007–2010 гг. 2010. Кар. ТФГИ.
- Кевель С.А.* Отчет о результатах поисковых и оценочных работ на площади недр Ледмозерский (участок Черногорский на блочный камень) в Муезерском районе Республики Карелия в 2011 г. 2011. Кар. ТФГИ.
- Митрофанов А.Г.* Отчет о разведке месторождения гранитов Поросозеро (природный камень для производства щебня), проведенной в Суоярвском районе Республики Карелия в 2007 г. 2007. Кар. ТФГИ.
- Мошков Е.И.* Отчет о результатах детальной разведки Корпангского месторождения железных руд за 1977–1981 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.82 г. (Калевальский район КАССР). 1982. Кар. ТФГИ.
- Пироженко Г.Н.* Отчет о результатах геолого-разведочных работ на Ушкальском месторождении строительного камня (сырье для производства щебня), проведенных в Муезерском районе Республики Карелия в 2006–2007 гг. 2007. Кар. ТФГИ.

ЛИТЕРАТУРА

Пироженко Г.Н. Отчет о результатах геолого-разведочных работ на Глариантовском месторождении строительного камня (сырье для производства щебня), проведенных в Суоярвском районе Республики Карелия в 2007 г. 2008а. Кар. ТФГИ.

Пироженко Г.Н. Отчет о результатах геолого-разведочных работ на Южно-Хакосельском месторождении строительного камня (сырье для производства щебня), проведенных в Суоярвском районе Республики Карелия в 2005–2008 гг. 2008б. Кар. ТФГИ.

Пироженко Г.Н. Отчет о результатах геолого-разведочных работ на участке недр Хюппиовара (сырье для производства щебня), проведенных в Суоярвском районе Республики Карелия в 2007 г. 2008в. Кар. ТФГИ.

Потрубович В.Е. Отчет о геолого-разведочных работах на Ялонварском месторождении серного колчедана в Сортавальском р-не КФССР // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1949.

Потрубович В.Е., Анищенкова О.Н. Отчет Янисъярвинской партии о геолого-поисковых и съемочных работах в Сортавальском районе КФССР в 1953–1955 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1956.

Рогозов В.А. Отчет о результатах поисковых и оценочных работ на месторождении гнейсо-гранодиоритов Бабыя Губа, проведенных в 2007–2008 гг. 2008. Кар. ТФГИ.

Рылеев А.В., Пудовкин В.Г. Декоративные и строительные каменные материалы Карелии. Петрозаводск, 1980. Архив КарНЦ РАН.

Рылеев А.В., Пудовкин В.Г. Изучение минерально-сырьевых ресурсов каменных строительных материалов Карелии. Петрозаводск, 1984. Архив КарНЦ РАН.

Фурман В.Н. Отчет о результатах геолого-разведочных работ на месторождении гранитов и кварцитов Куйманлампи (строительный камень для производства щебня), проведенных в Суоярвском районе Республики Карелия в 2007 г. 2007. Кар. ТФГИ.

Шеков В.А. Прогноз развития и выявления сырьевой базы облицовочного камня на территории Республики Карелия. 2005. Кар. ТФГИ.

Шеков В.А. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на месторождении талькового камня Озерки (облицовочный камень), проведенных на территории административного подчинения г. Костомукши Республики Карелия в 2005–2006 гг. 2009. Кар. ТФГИ.

Юдин С.Н. О результатах поисков месторождений золота и МПГ на участке Приграничный Северный в пределах гранит-зеленокаменной области Ялонвара – Иломантси за 2004 г. Информационный отчет // Фонды ТГФ РК. Петрозаводск, 2004.

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН
(ГЕОЛОГИЯ, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАГЕНИЯ)

*Печатается по решению Ученого совета
Института геологии Карельского научного центра РАН*

Редактор *Е.В. Азоркина*

Оригинал-макет *М.И. Федорова*

Сдано в печать 08.05.2015 г. Формат 60x84¹/₈.
Бумага офсетная. Гарнитура Arial. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 35,2. Усл. печ. л. 37,2. Тираж 400 экз. Заказ № 277

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
185003, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50