

В.И.Пожиленко, Б.В.Гавриленко,
Д.В.Жиров, С.В.Жабин

ГЕОЛОГИЯ **РУДНЫХ**
РАЙОНОВ
МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Апатиты
2002

Печатается по постановлению Ученого совета Геологического института
Кольского научного центра Российской Академии наук.

УДК 55 + 553 + 33 (470.21)

В.И.Пожиленко, Б.В.Гавриленко, Д.В.Жиров, С.В.Жабин
Геология рудных районов Мурманской области

– Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2002. -359 с.

Монография посвящена комплексной характеристике рудных районов Мурманской области и включает широкий круг материалов по истории геологических исследований, географии, геоморфологии, геологии структур, отдельных районов и месторождений, глубинному строению, магматизму, геохронологии, полезным ископаемым, состоянию минерально-сырьевой базы Кольского региона и перспективам ее развития. На территории Мурманской области выделены 15 рудных районов, каждый из которых имеет свою экономическую значимость, вне зависимости от сегодняшнего уровня развития. Предлагается общая стратегия использования наиболее важных ресурсов этих районов с учетом новых данных по различным видам сырья, состоянию горнодобывающей промышленности региона и современных тенденций в экономике России. В работе впервые приводятся материалы по месторождениям и проявлениям редких металлов (цирконий, тантал, ниобий, цезий, литий, бериллий, иттрий, редкие земли) а также по новым рудным объектам, содержащим нетрадиционные для региона виды полезных ископаемых (платина, палладий, золото, хром, алмазы).

Монография будет востребована специалистами разного профиля, заинтересованными в комплексном развитии минеральных богатств региона.

Ил. -159 , табл. - 7, прил. – 3, библиогр. - 683 назв.

Приложения:

Геологическая карта Кольского региона и легенда к ней
(Гл. ред. Ф.П. Митрофанов);

Каталог геохронологических данных по Кольскому региону Балтийского щита
(Ред. Ф.П. Митрофанов).

Редакторы: Ф.П. Митрофанов, Н.И. Бичук.

Рецензенты: В.В. Щипцов, А.Н. Виноградов.

Коллективная монография подготовлена и издается в рамках проекта НИР 8/01 Государственной территориальной программы геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы на территории Мурманской области на 2001 г., ответственный исполнитель Жиров Д.В.

© Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В., 2002

© Комитет природных ресурсов по Мурманской области, 2002

© Кольский научный центр РАН, 2002

© Геологический институт КНЦ РАН, 2002

Published according to a decision of the Scientific Council of the Geological Institute of Kola Science Centre RAS.

UDC 55 + 553 + 33 (470.21)

V.I.Pozhilenko, B.V.Gavrilenko, D.V.Zhirov, S.V.Zhabin

Geology of mineral areas of the Murmansk Region

- Apatity: Kola Science Centre RAS, Publ. 2002. 359 p.,

The monograph deals with complex characteristics of ore areas of the Murmansk Region and contains a wide range of materials on geological studies history, geography, geomorphology, geology of structures, separate areas and ore deposits, deep structures, magmatism, geochronology, minerals, state of the mineral base of the Kola Region and its perspectives. 15 mineral areas, each has its economic validity independent on its modern position in the region economics, have been established in the Murmansk Region. A general strategy of involving the most important mineral resources of these areas has been suggested, based on new data on distinct minerals, state of the mining industry of the region and the modern tendencies in Russian economics. For the first time, the monograph gives materials on rare metal ore deposits of different ranks (zirconium, tantalum, niobium, caesium, lithium, beryllium, yttrium, rare earth elements) and will be used by distinct specialists interested in complex exploration of the mineral resources of the region.

Figs. – 159 , tabl. – 7 , annexes – 3, refs. – 683.

Supplements:

Geological Map of the Kola Region and Its Legend

(F.P. Mitrofanov, Editor-in-Chief),

Catalogue of Geochronological Data on the Kola Region of the Baltic Shield

(F.P. Mitrofanov, Editor).

Editors: F.P. Mitrofanov, N.I. Bichuk.

Reviewers: V.V. Shchiptsov, A.N. Vinogradov.

This collective monograph has been prepared according to the State Territorial Programme of Geological Studies of Earth Interior and Development of the Mineral Resources Base of the Murmansk Region (2001), chief of project: Zhirov D.V.

© Pozhilenko V.I., Gavrilenko B.V., Zhirov D.V., Zhabin S.V., 2002

© Natural Resources Committee of Murmansk Region, 2002

© Kola Science Centre RAS, 2002

© Geological institute of Kola Science Centre RAS, 2002

ВВЕДЕНИЕ

Коллективная монография "Геология рудных районов Мурманской области" создана по заказу Комитета природных ресурсов и Администрации Мурманской области в рамках выполнения проекта НИР (объект № 53) Государственной территориальной программы геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы на территории Мурманской области и посвящена 50-летию Геологического института КНЦ РАН.

В 1951 г. в составе Кольского Филиала АН СССР был образован первый институт – Геологический. Этим фактом были отмечены выдающиеся заслуги геологов-первопроходцев академических экспедиций 1920-1940 гг., а также подчеркнуты роль и значение геологических исследований для развития Кольского региона. Пятьдесят лет истории ГИ КНЦ РАН недаром совпадают с периодом наиболее интенсивного изучения недр Кольского края. На всех этапах геологических исследований практически в каждое открытие, месторождение и карту вложен труд ученых и сотрудников Института.

Первая экспедиция АН СССР 1920 г., возглавляемая академиком А.Е.Ферсманом, положила начало периоду целенаправленных систематических исследований недр Кольского полуострова. С тех пор открыты и изучены десятки месторождений, практически на всю территорию Мурманской области составлены листы Государственной геологической карты масштабов 1:1000000, 1:200000 и в меньшей мере - 1:50000, накоплены огромные объемы данных, информации и различных материалов геологического содержания. Различным аспектам геологии и полезных ископаемых Кольского региона посвящено огромное количество публикаций (десятки тысяч) и фондовых источников в различных организациях: Территориальные фонды геологической информации Мурманской области (более 5000 ед. хранения), Научный архив Кольского научного центра РАН (более 20000 ед. хранения, в том числе фонды Геоло-

гического института - около 4500 ед. хранения) и т.д. Ежегодно публикуются новые монографии и сотни статей. Все в целом составляет неоценимые информационные ресурсы.

В этих условиях возрастает потребность в обобщающих и систематизирующих фундаментальных трудах по различным направлениям исследований. Существующие опубликованные и фондовые обобщающие работы различаются по ряду показателей: уровню детальности, спектру охватываемых вопросов и проблем, принципам, положенным в основу обобщения и систематизации. Например, двухтомник по геологии и полезным ископаемым Мурманской области [*Геология СССР ...*, 1958], являющийся наиболее полным, комплексным и всесторонним обобщением геологических материалов по состоянию на конец 1950 гг., построен на последовательном и сравнительном описании комплексов, формаций и т.п., распространенных на всей территории полуострова. Большинство научных трудов посвящено исследованию отдельных геологических объектов и/или процессов. Отчеты по результатам геолого-съемочных и специальных региональных работ привязаны к границам номенклатурных листов и участков работ. В настоящей коллективной монографии применены те же принципы и подходы, что используются при составлении раздела "Геология района работ (рудного района)" отчетов о геологическом изучении недр.

В разделе "Геология района работ" приводятся обобщенные сведения по геологическому строению, литологии и стратиграфии, магматизму и метаморфизму, тектонике и полезным ископаемым района, необходимые для установления особенностей размещения и генезиса исследуемых объектов, а также эффективного прогнозирования рудоносности и рационального планирования геолого-разведочных или научно-исследовательских работ.

Поэтому одной из основных целей настоящей монографии стало создание комплексного унифицированного описания рудных районов Кольского региона, обобщающего и систематизирующего на современном уровне знаний многочисленные сведения по различным аспектам геологии с учетом новых геохронологических и структурных данных. Кроме того, к задачам проекта относились фактографическое отображение географо-экономических условий, исторически сложившейся горнорудной инфраструктуры, а также прогнозная оценка перспективных направлений освоения недр Кольского региона.

В ходе работ над книгой было проведено районирование Мурманской области с разбиением всей территории на 15 рудных районов.

Под рудным (рудно-экономическим) районом авторы подразумевают геолого-территориальную единицу Мурманской области, включающую или фрагмент, или одну, или несколько крупных геологических структур, характеризующуюся общностью геолого-экономических, административных и историко-социальных черт (геологическое строение, транспортная и энергетическая инфраструктура, административное и географо-экономическое положение, степень освоения и изученности, трудовые ресурсы, горнорудные и перерабатывающие мощности, специализация МСБ и др.). Выделенные районы имеют неравнозначную промышленную, экономическую, экологическую (рекреационные и биоресурсы) и иную ценность, а также степень изученности. В связи с этими обстоятельствами детальность описания каждого из районов определялась индивидуально, исходя из промышленной значимости и перспективности. В основу работы были положены компиляция и обобщение сведений и данных из опубликованных источников, а также использовались и оригинальные авторские материалы и разработки.

Работа состоит из собственно книги "Геология рудных районов Мурманской области" (Ред. Ф.П.Митрофанов, Н.И.Бичук, авт.-сост.: В.И.Пожиленко,

Б.В.Гавриленко, Д.В.Жиров, С.В.Жабин), а также трех отдельных приложений: приложение 1 - "Геологическая карта Кольского региона" (Гл. ред. Ф.П.Митрофанов, Ред.: А.Т.Радченко, К.Гиллен, авт.-сост.: В.В.Балаганский, А.А.Басалаев, О.А.Беляев, В.И.Пожиленко, А.Т. Радченко, М.К.Радченко с дополнениями и изменениями Пожиленко В.И.), приложение 2 - легенда к "Геологической карте Кольского региона" и приложение 3 - "Каталог геохронологических данных по Кольскому региону Балтийского щита" (Ред. Митрофанов Ф.П., авт.-сост.: Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф., Кудряшов Н.М., Каулина Т.В., Ветрин В.Р.). Все составные части проекта (книга, карта с легендой и каталог) представляют собой взаимно дополняющие автономные законченные произведения.

Большинство из известных геохронологических данных обобщено и систематизировано в Приложении 3 "Каталог геохронологических данных по Кольскому региону Балтийского щита". Значительная часть (но не все - прим. авторов) этих датировок использовалась при обосновании возраста геологических процессов и тел в ходе составления разделов по магматизму, метаморфизму и строению рудных районов.

В подготовке разделов и материалов, вошедших в различные части настоящей монографии, участвовал большой коллектив сотрудников Геологического института и других геологических организаций области. В книге "Геология рудных районов Мурманской области" широко используются разнообразные материалы "Мультимедийного справочника по минерально-сырьевой базе и горно-промышленному комплексу Мурманской области", созданного по одноименному проекту тематических НИР в 1999-2001 гг. и посвященного 300-летию Приказа рудокопных дел (1700 г.) и 300-летию начала горнорудной деятельности на территории Кольского края (1701 г.). Описание месторождений и проявлений опираются на базу данных по минерально-сырьевым ресурсам Мурманской области [Мультимедийный справочник ..., 2001].

Авторами использованных исходных информационно-геологических блоков по сырьевым объектам являются: Н.И.Бичук, С.В.Жабин, В.А.Чапин, В.В.Субботин, А.К.Шпаченко, Б.В.Афанасьев, В.В.Лашук, А.У.Корчагин, Ю.Л.Войтеховский, В.Г.Зайцев, Л.Н.Лебедева, Ю.В.Гончаров, Д.Р.Зозуля и др. Геологическая графика вычерчена Н.Г.Жихаревой и оцифрована (векторизована) Т.С.Гоппен, С.А.Климовым, Б.Б.Гавриленко, Н.С.Тележкиной, В.Ю.Калачевым, Н.Н.Галкиным, Е.Н.Егошиной и др. Макетирование и дизайн выполнил Д.В.Жиров. При подготовке исторического блока широко использовались консультации Ф.В.Минакова, Е.А.Каменева, Г.А.Лейбензона и др. [*Мультимедийный справочник ...*, 2001]. Авторы признательны за квалифицированные и исчерпывающие консультации по различным вопросам геологии и полезных ископаемых В.П.Павлову, Н.С.Лавренюк, С.Л.Певзнеру, Н.С.Глазневой и многим другим специалистам. Неоценимую помощь в предпечатной подготовке оказали О.Мухамедов, М.С.Строков и др. Техническую редакцию провел В.А.Ганичев (РИО КНЦ РАН).

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам А.Н.Виноградову и В.В.Щипцову. Их конструк-

тивные замечания, рекомендации и дополнения были учтены в окончательной редакции монографии.

Авторский коллектив полагает, что коллективный труд "Геология рудных районов Мурманской области" и приложения будут полезны как в научной, так и производственной деятельности геологам, горнякам, экономистам и другим специалистам, заинтересованным в освоении недр Кольского полуострова. Материалы монографии будут востребованы при планировании геологоразведочных работ и оценке геолого-промышленного потенциала районов Мурманской области.

Коллективная монография подготовлена и издается за счет средств государственного контракта НИР 8/01 (отв. исполнитель Д.В.Жиров) Государственной территориальной программы геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы на территории Мурманской области на 2001 г.

Авторы благодарят всех, кто способствовал появлению данной работы. Особая признательность выражается руководству Комитета природных ресурсов по Мурманской области и Администрации Мурманской области за финансовую и деловую поддержку работ.

Глава 1. ИСТОРИЯ ОСВОЕНИЯ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

"По многим доказательствам заключаю, что и в северных земных недрах пространно и богато царствует натура..., но искать оных сокровищ некому..., а металлы и минералы сами на двор не придут, - требуют глаз и рук к своему прииску...»

М.В. Ломоносов

Заселение и русская колонизация Кольского региона неразрывно связаны с историей освоения и использования природных ресурсов Севера. Первые сведения о Кольском полуострове относятся к XII-XIII вв. и свидетельствуют о Новгородском владении краем "Тер", "Тре", "Турья" (древние названия региона) [Косишечкин, 1979]. Вначале пришли промысловики (новгородцы, поморы), которых манила богатая добыча пушнины, морского зверя (моржа) и красной рыбы. В течение нескольких сотен лет промысел биоресурсов стал основным занятием и источником дохода местных жителей и предопределил на весь дореволюционный период освоение и развитие Кольского региона преимущественно вдоль побережья Баренцева и Белого морей.

Первые постоянные поселения поморов появились к XV веку: Корельский погост, Варзуга, Умба, Канда, Порья Губа и др. [Ушаков, 1972]. Как правило, это были промысловые поселки и варницы соли. Солеварение требовало больших затрат труда и дров, однако в XVI-XVII вв. этот промысел стал весьма доходным. Варницы были поставлены практически по всему побережью Кольского полуострова, но большинство их концентрировалось вдоль Кандалакшского залива. Например, близ Порьей губы действовало 20, а возле Умбы - 8 варниц. Об объемах производства можно судить по тому, что только одно усолье Соловецкого монастыря, находившееся около Умбы в Пирьей губе, ежегодно в Холмогоры отправляло до 11 тыс. пудов соли [Ушаков, 1998, Т.2]. Солеварение продержалось до конца XVII в., затем прекратилось, не выдержав конкуренции с более качественной и дешевой солью ("пермянкой"), получаемой из подземных рассолов. По всей видимости, этот промысел стал пер-

вым опытом промышленного использования абиотических природных ресурсов Кольского Севера.

Представляет интерес другой древний промысел "полезного ископаемого" - жемчуга, резко утративший свое значение в XX в. Жемчуг на Руси всегда почитался как полудрагоценный камень и использовался в разнообразных женских украшениях. Его добыча велась в летнее время на многих порожистых реках Мурмана: Туломе, притоках Колы, Муны, верховьях Варзуги, Ковды и других водотоках северо-западного Беломорья [Ушаков, 1998, Т.2]. В большинстве своем попадался мелкий-средний светлых цветов и оттенков, реже - довольно крупный (более 1 г), иногда - черный. Напоминанием об этом промысле служат сохранившиеся кучи старых раковин около порожистых участков рек. Сегодня количество речек, в которых встречается жемчуг, резко сократилось в связи с большой чувствительностью жемчужниц к неблагоприятным экологическим факторам.

Расположение Мурмана на окраине Государства Российского, а также молва о богатстве северных промыслов стали причиной первоначального заселения многих территорий беглыми крестьянами и "лихим людом". Наиболее известной личностью из последних является русский монах Трифон, основавший в 1524 г. Печенгский монастырь и тем самым заявивший права Государства Российского на Печенгскую землю (рис.1.1). По одной из версий, наделенный от природы красотой и могучей физической силой, Трифон рано покинул родительский дом, занимался разбоем, совершал набеги в пределы современной Финляндии и Карелии, жег селения, с целью наживы убивал людей. Впоследствии он решает покон-

чить с разбоем, бросает свою разбойничью братию и уединяется, отстроив келью в 10 км от Баренцева моря на берегу р.Печенга. В 1556 году Трифон, будучи владыкой, получил жалованную ему царем Иваном Грозным грамоту, по которой все лопарское население окрестностей было приписано к монастырю и обязано было содержать его монахов за счет своего труда [Мультимедийный справочник ..., 2001; Ушаков, 1998, Т.2, Т.3].

С Печенгским (Трифоновским) монастырем связаны одни из первых упоминаний об использовании полезных ископаемых Кольского региона. По устным преданиям, именно монахи первыми обнаружили и стали разрабатывать полиметаллические серебросодержащие жилы Баренцева побережья (бухта Немецкая), а также ходили на "юг" (вероятно, южное обрамление Печенгской структуры, – прим. авторов) мыть золото. К сожалению, в период новейшей истории часть архивов монастыря пропала, а другая оказалась в Финляндии, что осложняет возможность достоверно подтвердить вышесказанное.

Следует отметить, что ведущую роль на первых "старательских" этапах освоения недр сыграли монастыри. Так, в XVII веке старцем Кандалакшского монастыря Иосифом было обнаружено в 30 верстах от Княжьей губы в горе Орловке месторождение слюды – мусковита (от названия "московитское стекло"), пользовавшегося и на Руси, и за ее пределами большим спросом и применявшегося в окнах вместо стекол. В документе 1691 г. сообщалось о добыче слюды "немалым промыслом". Добывалась слюда и близ Ены, около "лопского Бабинского погоста". К середине-концу XVIII в. слюдяной промысел стал сходиться на нет, не выдерживая конкуренции с развивающейся



Рис.1.1. Самый северо-западный край России: справа – пограничный столб времен Екатерины, слева – современный, фото Д.Ф.Сабурова

стекольной промышленностью [Ушаков, 1998, Т.2, Т.3].

В начале XVIII века недрам Русской Лапландии стали уделять повышенное внимание. Недаром одним из первых документов Приказа рудокопных дел, учрежденного Петром I в 1700 г., стал указ о поисках серебряных руд на Белом море (рис.1.2).

Серебряный рудник на острове Медвежий близ Порьей губы стал самым знаменитым и удачным горным промыслом на Мурмане в дореволюционное время. Первые упоминания о нем относятся к середине XVII в., когда умбские крестьяне начали расплавиваться с Кирилло-Белозерским монастырем серебряными самородками. Первая попытка установить местонахождение месторождения закончилась ничем. Несмотря на угрозы "капитана рудных дел" Василия Михайловича Лодыгина, отряженного в 1720 г. Петром для поиска серебра, крестьяне Умбы и Кандалакши места не указали. Лишь в 1731 г. купцы из г.Архангельска Федор Чирцов, Федор Прядунов и Егор Со-

Да в прошлых 7207-
 м (1698) и в 7208-м (1699) годах Великому Государю бил челом Важенского уезду
 Подвинские чети Борецкие волости серебряник Пронка Истомина с сыном Петрушкою
 на море де окяне близ Кирилловские вотчины Умбы на Медвежем острове
 сказывают есть подлинно серебряная руда. И генваря в 19 день по указу Велико-
 кого государя, а по ево Пронкину челобитью и по оным ведомостям и изветом
 на Медвежем острове для сыску серебряной руды послан из дворян Лукьян Бори-
 сов сын Немцов да с ним рудоплавные и рудознатные мастера гречаня Семион
 Григорьев, Вениамин Левондианов ...

Рис.1.2. Запись в книге Приказа рудных дел, примерно апрель 1701 г.: "Да в прошлых 7207-м (1698) и в 7208-м (1699) годах Великому Государю бил челом Важенского уезду Подвинские чети Борецкие волости серебряник Пронка Истомина с сыном Петрушкою на море де окяне близ Кирилловские вотчины Умбы на Медвежем острове сказывают есть подлинно серебряная руда. И генваря в 19 день по указу Великокого государя, а по ево Пронкину челобитью и по оным ведомостям и изветом на Медвежем острове для сыску серебряной руды послан из дворян Лукьян Борисов сын Немцов да с ним рудоплавные и рудознатные мастера гречаня Семион Григорьев, Вениамин Левондианов ..." [Горно-геологическая ..., 2000]

бинский обнаружили месторождение и основали компанию с целью разработки залежи [Ушаков, 1998, Т.2, Т.3].

После подарка императрице Анне Иоанновне в 1733 г. более 14 кг серебра, полученных из руды о.Медвежий, купцы получили высочайше утвержденное право разработки, "3000 рублей в награждение" и различные привилегии, в том числе право брать на работы любых архангелогородских казенных людей и солдат.

Менее чем через год после этого, в 1734 г. месторождение перешло в государственное ведение. В этом же году по указу Правительствующего Сената на Медвежий были посланы лучшие специалисты горного дела с казенного Петровского завода (ныне г.Петрозаводск) и заложены шахты "Дай Бог счастья", "Орел", "Надежда" [Ушаков, 1972]. Начало эксплуатации основной шахты полностью соответствовало имени: только за 1735 год "Дай

Бог счастья" принесла около 1920 рублей чистой прибыли, при этом добыто более 33 пудов серебра, в том числе уникальные самородки весом более пуда каждый. В 1737 г. в виде особой монаршей милости Анна Иоанновна отдала серебряные копи К.А.Шембергу - немцу из окружения Бирона (фаворита императрицы) [Ушаков, 1998, Т.3]. Примерно в конце 1740 г. рудник был заброшен. Официальная цифра (46 пудов) полученного серебра за все время эксплуатации месторождения о.Медвежий, вероятно, занижена, так как кроме 33 пудов, извлеченных в 1735 г., только в предпоследний - 1738 год, который был одним из наихудших по показателям, было добыто более 8 пудов серебра.

Менее известна и удачна история Лапландских заводов. Окрыленные успехом промысла на острове Медвежий (но тем не менее отстраненные в 1734 г. от его разработки), те же архангелогородские купцы: Федор Чирцов, Федор Прядунов и Егор Собинский предприняли очередную попытку освоения недр Русской Лапландии. Основанием для этого послужило открытие понойским крестьянином Звонковым в низовьях реки Поноя медных руд. В 1735 г. основанная купцами компания приступила к строительству завода по добыче медных руд в пустынном месте около Трех Островов, в четырех верстах от реки Русеницы. В 1736 г. небезызвестный немец К.А.Шемберг занял пост генерал-берг-директора (министра горного дела) России. Летом следующего года он лично осмотрел месторождение, после чего подал прошение на имя императрицы об отстранении от дела архангельских купцов и строительстве завода за казенный счет. А в 1739 г. при содействии Бирона он получил "Привилегию", согласно которой получал в частное владение завод, месторождение, землю и лес на 50 верст во все стороны с платой по рублю с каждого пуда выплавленной меди. Кроме того, Анна Иоанновна брала компанию Шемберга под свою "весьма особливую протекцию". Ему предоставили ссуду в 50000 рублей и право по своему усмотрению приписы-

вать к заводам крестьян и солдат Архангельского гарнизона. К началу 40-х гг. XVIII в. Лапландские заводы стали большим предприятием для своего времени и включали: толчею с водяным колесом, промывальную, ворот для перемещения грузов, кузницу, 2 лаборатории (одна каменная, вторая деревянная), рудничные "ямы" числом более 20 (три из которых действовавшие: № 20, 25 и 26), 11 жилых "хоромин", 3 казармы, пивоварню и много других зданий и подсобных помещений [Ушаков, 1998, Т.3].

После смены императриц (в 1741 г. взошла на престол Елизавета Петровна) в начале 1742 г. вышел указ о передаче Лапландских заводов в казну, а Шемберга за отказ уплатить долги государству более двух лет содержали под стражей. Однако казенное ведение не спасло предприятие, так как руда была бедной (около 1% меди), а издержки очень высокие. В 1744 г. Лапландские заводы перестали существовать, принеся казне (с учетом ссуды Шемберга) большие убытки. За время существования предприятия из добытой руды было выплавлено 126 пудов 15.5 фунта красной меди при себестоимости, превышающей почти на 2 порядка себестоимость уральской меди [Ушаков, 1998, Т.3].

История Лапландских заводов весьма поучительна. Корысть и стяжательство крупного чиновника, пренебрежение государственным долгом и интересом, возможно, послужили на фоне других неблагоприятных географо-климатических факторов причиной снижения интересов русских промышленников на длительный период (середина XVIII – начало XX вв.) к освоению полезных ископаемых Кольского полуострова. Невольно напрашивается сравнение с Уралом, где примерно в это же время династия Демидовых, оправдав доверие Петра I, в короткое время построила и эффективно использовала более 30 рудников и заводов. Тем самым были обоснованы и заложены государственные приоритеты и акценты в сторону освоения недр Урала и Сибири.

Новый (XVIII век) в Государстве Российском ознаменовался также станов-

лением науки (в том числе и геологической). По Указу Петра I от 22 января 1724 г. утверждена отечественная Академия наук, начальником Географического департамента которой в 1757 г. стал М.В.Ломоносов. Его юность была неразрывно связана с Белым морем и Кольской землей. Сам он неоднократно бывал в Коле и по настоянию отца чуть даже не женился на колянке. Осознавая, что для развития каких бы то ни было естественно-научных исследований и, особенно, горнорудной науки нужны достоверные топографические карты, Ломоносов постоянно хлопотал об отправке астрономо-геодезических экспедиций (докладные записки и проекты экспедиционных инструкций 1759, 1760, 1763 и 1764 гг.) [Горно-геологической ..., 2000].

Говоря об освоении Кольского края, нельзя не отметить выдающуюся роль академических и университетских экспедиций, положивших начало научному познанию Кольского края и долгое время остававшихся единственными поставщиком объективных знаний. Через 3 года после учреждения Академии наук в 1727 г. была откомандирована в Российскую Ла-



Рис.1.3. Иван Иванович Лепехин (1740-1802 гг.)

пландию топогеодезическая экспедиция профессора Людовика Делиля де ла Круайера. Итогом ее работы стала карта Российской Лапландии, изданная в 1745 г. [Ушаков, 1972]. Для наблюдений за прохождением Венеры по диску Солнца и астрономических измерений в 1769 г. была снаряжена на Кольский полуостров научная экспедиция в составе профессоров С.Я.Разумовского, А.Малле и Л.Питке.

В 1771-1772 годах в южной части Русской Лапландии работала естественно-географическая экспедиция (вторая экспедиция первого академического тура) во главе с академиком И.И.Лепехиным (рис.1.3). Звание академика Иван Иванович получил уже в дороге. Рассматривая берега р.Поноя и видя много "таких комплексных сростков, какие только морскому дну свойственны", И.И.Лепехин установил факт поднятия Кольского полуострова над уровнем мирового океана. В отношении недр Мурмана академик упоминал слюдяные промыслы Бабинского погоста и серебряные острова Медвежий, а также описывал и другие проявления полезных ископаемых: "... верстах в 30 от сего острова (Медвежий – прим. авторов) на реке Умбе, в Ройминском наволоке, сажнях во 100 от той горы, на которой поставлена была Умбская обсерватория, в кварцевой прожиле оказываются признаки серебряной руды с медною помаскою, также и в Хендалакском наволоке в одной версте от устья реки Умбы, близ самой воды ... жилу видеть можно ..." [Ушаков, 1972].

Особенно большой вклад в изучение фауны и флоры, географии, а также быта жителей полуострова внес сотрудник экспедиции Н.Я.Озерецковский (рис.1.4) - студент Академии Наук, самостоятельно объехавший побережье от Кольского залива до д.Пялицы и собравший богатые коллекции [Кошечкин, 1979].

В XIX веке Кольский край изучается очень интенсивно, о чем говорит простой перечень экспедиций, которыми руководили: Ф.П.Литке (1824), М.Ф.Рейнеке (1826-1832), Н.В.Широкшин (1834), К.М.Бэр (1837), Леман (1838), Бетлинг

(1839), А.Ф.Миддендорф (1840), Д.Киль (1872), Н.В.Кудрявцев (1880), Ш.Рабо (1884), Буковецкий, Мельников (1890-1892), П.Б.Риппас (1898) и многие другие [Мультимедийный справочник ..., 2001, Плотникова и др.].

Капитан Н.В.Широкий дал геологический обзор берегов Кандалакшской губы, побывал на о.Медвежье, отметил возможность добычи аметиста на мысе Корабль. Описывая Хибинские тундры, он сделал правильный вывод о составе и происхождении горных пород: *“Хибинские тундры, состоящие главнейшие из пород амфиболовых с малым участием гранито-гнейса, как бы им подчиненного, представляют формацию гранито-сиенитовую... Совершенное отсутствие органических тел и пород обломочных в горах обследованного пространства заставляют почитать их первозданными...”* [Горно-геологической ..., 2000].

Профессор Киевского университета, известный ученый и путешественник А.Ф.Миддендорф, направляясь из Колы в Кандалакшу, осмотрел западную часть Хибин (1840 г.). Им были исправлены старые карты, где р.Кола текла с востока на запад, а р.Умба вытекала из оз.Имандра. Также Миддендорфом были проведены интересные геологические наблюдения морских террас о.Кильдин и прибойных морских котлов около о.Сосновец [Кошечкин, 1979].

Н.В.Кудрявцев и Ф.Д.Плеске прошли сорокадневный маршрут от Кандалакши до г.Колы (1880), по дороге описав гранулиты у Зашейка, роговообманковые сиениты Имандры и другие встреченные петрографические разновидности пород. Кудрявцев изучил строение и рельеф Главного хребта, западной части Хибин и пришел к выводу об исключительно большой роли материкового оледенения и затопления в недалеком геологическом прошлом территории до современных высот около 200 м, вероятно, ледниковым, с плавающими айсбергами морем. По окончании экспедиции была опубликована большая статья "Кольский полуостров. Физико-Географический очерк" - самое полное для того времени научное



Рис.1.4. Николай Яковлевич Озерецковский (1750 -1827 гг.)

географическое описание региона [Кошечкин, 1979].

Интересным эпизодом стало нашумевшее открытие алмаза в Паз-реке Печенгского района. В 1884-1885 гг. французским путешественником Шарлем Рабо была собрана коллекция и намыты шлихи, обрабатывая которые, Велен в 1891 году обнаружил алмаз. К сожалению, последующие работы результатов не дали.

В 1898 г. П.Б.Риппас вместе с топографом Носковым поднялись по р.Варзуге и посетили Панские высоты. Ими было установлено наличие в южной части Кольского полуострова большой площади зеленокаменных пород и выходов известняков (относимых сейчас к Имандра-Варзугской зоне) и дано их петрографическое описание [Мультимедийный справочник ..., 2001, Минаков и др.].

Наиболее известными являются комплексные экспедиции, организованные в 1887 и 1889 гг. Обществом исследователей фауны и флоры в Гельсингфорсе – главном городе Великого княжества Финляндского Российской империи

и положившие начало многолетнему циклу разносторонних исследований. Среди участников были такие известные ученые, как Чильман, Пальман, Энвард, Петрелиус, а также геологи Рамсей (Рамзай) и Гакман (рис.1.5, 1.6).

Впервые были обследованы, описаны и закартированы новые внутренние районы полуострова, открыты и нанесены на географические карты горные системы Луяврурт (Ловозерских тундр) и Кейвы. Вильгельм Рамсей и Виктор Гакман внесли неоценимый вклад в изучение крупнейших в мире щелочных массивов Хибинских и Ловозерских тундр. Ими были составлены первые геологические карты этих массивов, значительно облегчившие работу последующих исследователей [Кошечкин, 1979].

В 1901 г. коренные породы Кандалакшского берега исследовались экспедицией под руководством профессора-минералога Е.С.Федорова (рис.1.7), параллельно были проведены изыскания свинцово-цинковых жил на о.Медвежий. В 1902 г. на Карельском берегу Е.С.Федоровым впервые были обнаружены и описаны друзиты, а в районе поселка Умба на Турьем полуострове большое поле скальных пород, состоящих из не-



Рис.1.5. Вильгельм Рамсей



Рис.1.6. Виктор Гакман

фелина, калиевой слюды со значительным содержанием апатита. В 1909 г. он сделал замечательный прогноз о возможном сельскохозяйственном значении слюдяной апатитсодержащей нефелиновой породы.

В 1911 г. изучение северо-западной части Кольского полуострова было начато А.А.Полкановым в рамках программы создания геологической карты европейской части России масштаба 1:400000.

Эти работы продолжались с перерывами до 1927 г. В 1912 году русским геологом С.А.Конради была исследована узкая полоса, граничащая с Норвегией, в связи с открытием в 1908 году на территории Норвегии к югу от города Киркенес Зюдварангерского месторождения магнетитовых железных руд. Железные руды на территории Кольского края были впервые найдены А.А.Полкановым и П.В.Виттенбургом в 1915 г. в районе Кольского фиорда. [Мультимедийный справочник ..., 2001, Плотникова и др.].

Во второй половине XIX века правящие круги Государства Российского осознали стратегическую роль Кольского края, благодаря чему были активизиро-

ваны усилия с целью колонизации и промышленного освоения территории. Основные силы прикладывались к созданию транспортной инфраструктуры, заселению побережья, добыче и переработке морских и континентальных биоресурсов: рыбы, леса, и т.д. Так, с 1860 г. началась планомерная колонизация Мурманского берега, поддерживаемая правительством ощутимыми льготами и субсидиями поселенцам согласно "Положению", утвержденному в 1868 г. Александром II. Возникло более десятка колоний и факторий в Ура-Губе, Рынде, Териберке, Западной и Восточной Лице, Гаврилове и др. Число переселенцев (примерно в равном соотношении норвежцев, финнов и русских) в первые пять лет проведения колониальной политики достигло более 800 человек. Параллельно предпринимались попытки решить проблему транспорта и сообщения путем создания и поддержки морских пароходств, регулярно осуществляющих рейсы. Государственная дотация компании "Товарищество Архангельско-Мурманского срочного пароходства", подрядившейся организовать морское сообщение на Севере, составляла 55000 рублей в год в 20-летний период до 1895 г. и более 227 тыс. рублей ежегодно на протяжении последующих 20 лет. Навигация проходила с июня по середину сентября со средним сроком посещения пунктов Мурманского побережья (Семь Островов, Под-Пахтой - близ совр. Рынды, Шельпино - близ современных Дальних Зеленцов, Гаврилово, Териберка, Еретики – совр. Порт-Владимир, Корабельная Бухта – около совр. Цып-Наволока и Вайда-Губа) раз в 16 дней и раз в 11 дней – Терского берега (Кандалакша, Умба, Кузомень и Кашкаранцы). Грузопассажирские рейсы осуществляли 4 парохода водоизмещением до 900 т [Ушаков, 1972; 1998, Т.3].

К концу XIX века увеличился спрос и цена на рыбопродукцию, что стимулировало рост объемов производства (с 300-400 тыс. пудов в 60-х гг. до 990 тыс. пудов в 80-х гг.). В это же время зародилась лесопильная промышленность: сначала был построен завод близ села Ковда

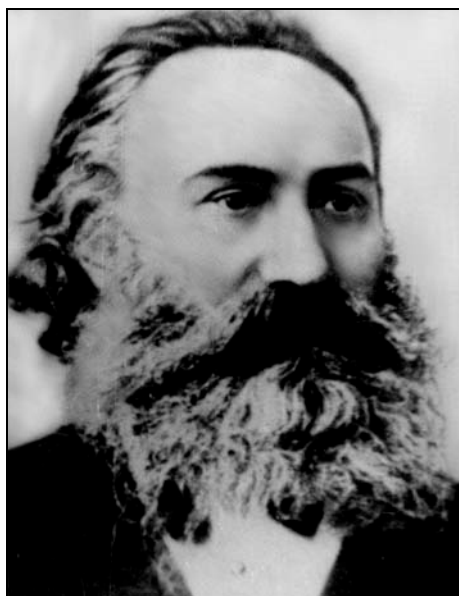


Рис.1.7. Е.С.Федоров

(п.Лесозаводский), потом в Коле (урочище Дровяное), Умбе и еще два близ Ковды. К 1913 г. функционировали до 6 лесопильных предприятий с годовой выручкой более 1.6 млн руб. [Ушаков, 1972]. Для укрепления военно-политического присутствия и обеспечения коммерческих перевозок Николай II в 1896 г. распорядился о строительстве порта и города в бухте Екатериновская в Кольском заливе. По завершении строительства город получил название Александровск (сейчас г. Полярный) и почти на два десятка лет стал административным уездным центром Мурмана [Ушаков, 1972]. Завершающим аккордом в дореволюционный период освоения Кольского Севера стало строительство в 1915-1917 гг. железной дороги и основание в 1916 г. города и порта Романов-на-Мурмане (Мурманск). Вопрос о проведении железной дороги на Мурман поднимался в начале XX в. неоднократно, но стимулом к реализации проекта послужила Первая Мировая война и блокада основных портов европейской части России, затрудняющая доставку многочисленных военных грузов [Ушаков, 1998, Т.1].

Таким образом, в начале XX в. Кольский полуостров получил важное стратегическое значение для России и

представлял собой регион с относительно хорошей транспортной и социальной инфраструктурой и экономикой, опирающейся на промысел и переработку возобновляемых биоресурсов: рыбы, морского зверя, леса, оленей, пушнины и других видов. Однако недра полуострова оставались неизученными и невостребованными.

Целенаправленные систематические геологические исследования и поиски полезных ископаемых на территории Кольского полуострова были начаты в 1920 г. экспедициями Академии наук по заданию Комиссии по естественным производительным силам, открыв новый, самый динамичный этап освоения Севера. Уже в августе 1920 г. на Кольский полуостров была организована первая мине-

ралогическая экспедиция Академии наук. В ее состав кроме А.Е.Ферсмана в разное время входили: Е.Е.Костылева, Э.М.Бонштедт, В.А.Унковская, Н.Н.Гудкова, И.Н.Гладицын, Л.И.Крыжановский, Т.С.Тщасковский, В.А.Елизаровский, А.В.Терентьев, З.А.Лебедева, А.С.Гинзберг, Е.П.Кесслер, Б.М.Куплетский, А.Н.Лабунцов, В.И.Влодавец и другие (рис.1.8). Основным объектом изучения стал Хибинский массив. В ходе научных экспедиций уточнялись географическая и геологическая карты, составленные в конце прошлого века финскими геологами Рамзаем, Гакманом и Петрелиусом, велись наблюдения над формами рельефа, климатическими условиями, изучались обычаи и быт местного населения. У железной дороги на разезде Белый появ-

илась своя база, расположенная в бараке, а на озере Малый Вудъявр был создан небольшой летний лагерь, который связывала с железной дорогой еле заметная тропа. Дважды за это время учеными были встречены глыбы апатит-нефелиновой породы - в 1921 г. на южных отрогах Кукисвумчорра (А.Е.Ферсман) и в 1923 г. на вершине южного Расвумчорра (Б.М.Куплетский). В 1926-1929 гг. были открыты коренные залежи апатит-нефелиновых руд на горах Расвумчорр, Юкспор и Кукисвумчорр (А.Н.Лабунцов, В.И.Влодавец, Б.М.Куплетский и др.). А уже в ноябре 1929 г. вышел Приказ по высшему Совету народного Хозяйства РСФСР "Об организации Треста респуб-



Рис.1.8. Участники первых Хибинских экспедиций 1920-1923 годов:

Сидят в первом ряду: Вера Александровна Унковская, Владимир Ильич Крыжановский, Генрих Степанович Тщасковский; сидят во втором ряду: Екатерина Евтихьевна Костылева, Елена Павловна Кесслер и зам. начальника экспедиций Борис Михайлович Куплетский; стоят - Эльза Максимовна Бонштедт, Александр Евгеньевич Ферсман, Нина Николаевна Гудкова, Андрей Владимирович Терентьев и Зоя Александровна Лебедева, фото из архива Е.А.Каменева

ликанского значения для разработки и эксплуатации Хибинских апатитов под наименованием "Апатит"- первого горнопромышленного комплекса [Мультимедийный справочник ..., 2001, Каменев]. Благодаря успехам ученых-первопроходцев в 1930 г. была организована в Хибинах постоянно действующая Горная станция Академии наук - "Тиетта" (от созвучных слов саамского языка - "ведать, знать, знание, школа"). В 1920 г. совместно с Академией наук начала заниматься комплексным изучением естественных богатств европейского Севера Северная научно-промысловая экспедиция. Позднее к поискам подключились отряды комсомольцев Ленинградского горного института и других геологических вузов. Начиная с 1929 г. геологическую съемку, поиск и разведку проводило отделение Геолкома Ленинградского районного геологического управления (затем СЗГУ, СЗТГУ, ПГО и ГПП "Севзапгеология"), первым начальником которого стал Г.П.Безвиконный, заместителем по научной части В.А.Котлуков [Мультимедийный справочник ..., 2001].

На Кольском полуострове работала и профессионально выросла целая плеяда известных отечественных геологов: А.Е.Ферсман, А.А.Полканов, П.А.Борисов, Н.А.Елисеев, Ф.Д.Мурашов, А.Н.Лабунцов, Б.М.Куплетский, Г.Д.Рихтер, О.А.Воробьева, Д.С.Белянкин, Н.Г.Судовиков, В.К.Котульский, Л.Я.Харитонов, М.П.Фивег и другие. Их опыт, научные результаты и работы широко используют и в наши дни. Многие сотрудники первых академических экспедиций затем перешли в производственные организации и управления, возглавив работы на сырьевых объектах и отдельные направления геологических исследований региона (А.А.Полканов, В.И.Влодавец, А.А.Григорьев и многие другие).

Экспедиции 1920-1930 гг. привели к многочисленным открытиям, заложившим основу для создания мощнейшей сырьевой базы фосфатных руд (apatит), цветных металлов (медь, никель), редких металлов (ниобий, тантал, цирконий, цезий), легких металлов (алюминий, ли-

тий), черных металлов (железо, титан, хром), слюды-мусковита, флогопита, огнеупоров (кианит, оливиниты, хромит) и других полезных ископаемых. Вот далеко неполный перечень открытий:

А.А.Полканов в 1924 г. обнаружил многофазный щелочно-ультраосновной массив Гремяха-Вырмес с титаномангнетит-ильменитовым оруденением.

В Кейвах были открыты месторождения кианитов (А.А.Григорьев и др., 1928-1932 гг.) и гранатов (О.А.Воробьева и Б.М.Куплетский, 1928).

В 1931 г. отрядом АН СССР под руководством О.А.Воробьевой найдены в Волчьих тундрах выходы магнетитовых кварцитов [Мультимедийный справочник ..., 2001].

В 1932 г. в ходе поисковых работ на никель студентами Ленинградского горного института Д.В.Шифриным (рис.1.9) и Н.С.Зонтовым были обнаружены промышленно значимые тела железистых кварцитов в районе станции "Оленья". В



Рис.1.9. Д.В.Шифрин - первооткрыватель Заимандровской группы месторождений железистых кварцитов (1932-1933 гг.)



Рис.1.10. Г.Д.Рихтер - начальник отряда Кольской экспедиции АН СССР (1929 г.)

результате дальнейших поисковых работ в 1932-33 гг. с применением магниторазведки (А.С.Попов, Б.А.Наумов), проведенных ЛГ управлением и ЛГИ, были открыты крупные месторождения железистых кварцитов: Оленегорское, Кировогорское, имени XV годовщины Октября, имени профессора Баумана и Комсомольское [Попович Т.Н., 1999; *Мультимедийный справочник ...*, 2001].

В 1933 г. в ходе съемки в верховьях р.Ены К.К.Кошицем было открыто Ковдорское железорудное месторождение. Разведка начата СЗГУ в 1939-41 гг. и продолжена в 1948-50 гг. (В.И.Намоюшко, А.С.Михеичев).

Месторождение перовскитовых и титаномагнетит-перовскитовых руд Африканда было открыто в 1935 г. Б.М.Куплетским (АН СССР) и В.А.Афанасьевым (трест "Апатит"). Разведка производилась в 1936-38 гг. трестом "Апатит".

В ходе работы геоморфологического отряда Кольской экспедиции АН в 1929 г. под руководством Г.Д.Рихтера (рис.1.10) были отобраны образцы габб-

ро, обогащенные сульфидами. Осмотр этой коллекции и определение в ней сульфидов никеля дали возможность академику А.Е.Ферсману в 1930 году поставить специализированные исследовательские работы силами двух отрядов, один из которых – геохимический (А.Е.Ферсман, Н.Н.Гуткова) – изучал массивы основных пород, примыкавших к Ньюдозеру; второй – магнитометрический (Институт академика А.Иоффе; руководил отрядом И.Кикоин) – изучал магнитные аномалии на севере "Реутйоки".

Результатом этих работ стало открытие месторождений Сопчуайвенч и Ньюдуайвенч. В 1937 году геолог И.В.Галкин, основываясь на данных геофизических исследований, проведенных Л.А.Баженовым (они относятся к 1933 году) при поддержке руководителя геологических работ профессора В.К.Котульского обнаружил на горе Ниттис мощные жилы богатой руды, ставшие с 1939 г. рудной базой комбината "Североникель" [*Мультимедийный справочник ...*, 2001, *Лейбензон*].

В исследовании Кейв и уникальных месторождений кианитов участвовали: Т.Л.Никольская и А.А.Григорьев (1932), Л.Я.Харитонов (1933-1934 гг. и 1938-1939 гг.), Ю.С.Неуструев и С.М.Гнесин (1937 г.), Д.В.Перевозчиков, А.В.Янковская, К.О.Кратц (1940 г.). Работами руководил П.А.Борисов, под редакцией которого в 1940 г. был издан сборник "Большие Кейвы" [*Мультимедийный справочник ...*, 2001].

Слюдоносные пегматиты промышленного характера выявлены при поисковых работах в конце 20-х - начале 30-х годов (Б.М.Куплетский, 1929 г.; В.Г.Пресман, 1931-33 гг.; Г.Л.Третьяк, 1932 г.). В результате этих работ было открыто крупнейшее в регионе Енское месторождение мусковита, разработка которого была начата в 1933 г.

Многочисленные месторождения и рудопроявления редких металлов и редкоземельных элементов были найдены в Кольском регионе в первые годы развернувшихся геологических работ. А.И.Лабунцов (рис.1.11) и Б.М.Куп-

летский обнаружили на горе Ловчорр (Хибин) скопление минерала ловчоррита, содержащего ниобий, тантал, редкие земли, уран и торий (1924 г.). В 1930 г. А.А.Гуткова открыла на горе Юкспор месторождение ловчоррита, которое до 1937 г. разрабатывалось трестом "Апатит". В 1927 г. Е.Е.Костылевой обосновано наличие промышленных запасов эвдиалитовых руд в Ловозерском щелочном массиве, а в 1934 г. - О.А.Воробьевой выявлены здесь же лопаритовые руды. Уникальное Ловозерское месторождение было разведано позднее С.Д.Покровским и Н.К.Нефедовым.

Значение этапа геологических исследований 1920-1940 гг. трудно переоценить: была заложена основа и дан старт интенсивным геологическим и горно-добычным работам на многие десятилетия вперед, сформирован костяк высокопрофессиональных кадров, заложена Кольская геологическая "школа", а также обоснована и доказана экономическая



Рис.1.11. А.И.Лабунов - первооткрыватель месторождений апатита в Хибинах, редких металлов в Хибинах и Ловозере (1920-1927 гг.)

эффективность освоения недр Кольского полуострова. Освоение богатейшей и разносторонней сырьевой базы привело к индустриализации Мурманской области необычно быстрыми темпами: в короткие сроки была заложена горнорудная инфраструктура и коммуникации, выросли первые города Заполярья: Кировск, Мончегорск, Мурманск. В это же время Кольский Север был местом ссылки и переселения репрессированных лиц из Ленинградской, Вологодской и других областей.

Более 30 лагерей ГУЛАГа располагалось на территории Мурманской области. Многие жизни и судьбы принесены в жертву и заплачены за все ГОКи, поселки, города, дороги (рис.1.12). Например, только для строительства Мончегорска и комбината "Североникель" было создано 4 лагеря. В наибольшей степени негативные явления проявились в 1936-43 гг., когда на основных горнорудных предприятиях (например, трест "Апатит") смена управляющего состава и инженерно-технического персонала происходила до нескольких раз в год, а директорами и главными инженерами комбинатов зачастую назначались люди без высшего образования [Мультимедийный справочник ..., 2001; Поздняков, 1999]. Тем более вызывают уважение энтузиазм, энергия, работоспособность, мужество, решительность и даже дерзкая отчаянная смелость людей, обосновывающих необходимость развития Кольского региона и берущих на себя ответственность за свои слова и дела.

Так, к примеру, решение о строительстве комбината "Североникель", г.Мончегорска и железной ветки к ним было принято на основании предварительно разведанных запасов 70 тыс. т никеля в бедных медно-никелевых рудах.

Для сравнения; объемы ежегодного производства современного "Североникеля" (по прошествии 60 лет) в пересчете на никель близко соизмеримы с приведенными цифрами [Поздняков, 1999].

Неоценимую роль в принятии решений об освоении сырьевых объектов



Рис. 1.12. Кондриков В.И. - талантливый организатор и руководитель работ по строительству комбинатов "Апатит" и "Североникель". 16 марта 1937 г. - арестован на станции Имандра, объявлен врагом народа. 25 августа 1937 г. - суд приговорил к высшей мере наказания, 27 августа 1937 г. - приговор приведен в исполнение. В 1955 г. - реабилитирован после XX съезда КПСС

Мурманской области играл непререкаемый авторитет ученых-первопроходцев и в первую очередь - академика А.Е.Ферсмана, являвшегося вместе с академиками А.П.Карпинским и Ю.М.Шокальским членами правительственной комиссии по оценке путей освоения Кольского края [Мультимедийный справочник ..., 2001]. Результаты исследований 1920-1940 гг. обобщены в монографии "Полезные ископаемые Кольского полуострова", удостоенной в 1942 г. Сталинской премии II степени [Ферсман, 1941].

В середине XX в. экономика Мурманской области развивалась стремительными темпами, преимущественно за счет освоения недр края. Возникли горнорудные и обогатительные комбинаты,

поселки и города Ковдор, Оленегорск, Ревда, Апатиты, Заполярный, была налажена транспортная, энергетическая и социальная инфраструктура.

Бурное развитие горнорудной промышленности потребовало упреждающих темпов поиска и подготовки сырьевой базы, углубленного развития горного и обогатительного дела, экономики и других наук о Земле. В 1934 г. Горная станция "Тьетта" получила статус Кольской Базы АН, а в 1949 г. реорганизована в Кольский филиал АН СССР, включающий: Президиум, Геологический отдел, Полярно-Альпийский Ботанический сад, Лабораторию Гидроэнергетики и Научную библиотеку. В 1988 г. Филиал преобразован в Кольский научный центр АН СССР, а в 1992 г. получил статус регионального научного центра Российской Академии наук [Природопользование ..., 2001, Калинин, Виноградов].

В 1951 г. в составе Филиала был образован первый институт – Геологический [Макарова, 2000]. В дальнейшем КФАН приобрел современную структуру, насчитывающую 10 институтов: Геологический институт (ГИ), Горный институт (ГоИ), Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В.Тананаева (ИХТРЭМС), Полярный геофизический институт (ПГИ), Мурманский морской биологический институт (ММБИ), Полярно-альпийский ботанический сад-институт (ПАБСИ), Институт проблем промышленной экологии Севера (ИППЭС), Институт экономических проблем (ИЭП), Институт информатики и математического моделирования технологических процессов (ИИММ), Институт физико-технических проблем энергетики Севера (ИФТПЭС). В настоящее время в Кольском научном центре РАН работают порядка 1900 человек, в том числе 650 научных сотрудников (80 докторов наук и более 300 кандидатов наук) [Природопользование ..., 2001, Калинин, Виноградов].

Первая производственная геологическая организация постоянного базирования в Мурманской области - Кольская комплексная экспедиция (ККЭ) - № 6

была организована в 1951 г. на базе пос. Тик-Губа из 4 экспедиций (Центрально-Кольская № 6, Ловозерская № 3, Варзугская № 14, Яурийокская № 12) и 2 партий (Колмозерская № 21 и Кейвская № 25). Несколько позже, в 1957 году, к ним добавились Мончегорская и Хибиногорская геолого-разведочные партии. В последующие периоды ККЭ № 6 была реорганизована в Кольское РайГРУ (1964) и Мурманскую ГРЭ (1970). В состав МГРЭ вошли следующие специализированные геолого-разведочные партии: Печенгская (медь, никель), Хибиногорская (апатит, нефелин, подземные воды), Ловозерская (редкие металлы), Неблагорская (слюда-мусковит), Риколатвинская (слюда-мусковит, керамика), Еноковдорская (апатит, магнетит, редкие металлы, флогопит, вермикулит), Имандровская (железные руды), Западно-Кольская (редкие металлы), Южно-Кольская (слюда-мусковит, керамика), Партия стройматериалов (песок, гравий, облицовочный камень, глина, щебень).

В 1977 г. из МГРЭ была выделена в отдельную экспедицию с базой в г. Мончегорске ЦКЭ (Центрально-Кольская поисково-съемочная экспедиция) [*Мультимедийный справочник ..., 2001*].

В 1966 г. по инициативе бывшего главного геолога "Главникелькобальта" Министерства цветной металлургии СССР Г.Д. Варени на комбинате "Печенганикель" организуется собственная геолого-разведочная служба, при объединении которой с Печенгской партией в дальнейшем была организована Печенгская комплексная геолого-разведочная экспедиция (сейчас находящаяся в составе ГМК "Печенганикель").

В апреле 1967 г. начались монтажные работы, а в мае 1970 г. приступили к бурению на Кольской сверхглубокой скважине. Было пройдено пять стволов, общая протяженность которых составила около 25000 м. Кольская сверхглубокая (СГ-3) занимает особое место в общемировой системе изучения глубинного строения Земли. Она достигла рекордной отметки 12262 м, и это достижение вряд ли будет превзойдено в обозримом бу-

дущем. С февраля 1995 г. исследования в скважине переведены в режим геологической лаборатории, возглавляемой (бессменно с начала строительства) д.т.н., академиком РАЕН Д.М. Губерманом [*Мультимедийный справочник ..., 2001*].

В 1992 г. в области была организована территориальная геологическая служба - Геолком, который к 2000 г. был реорганизован в Комитет по природным ресурсам по Мурманской области с передачей в его ведение недропользования, лесного и водного хозяйства, вопросов экологии, лицензирования и госконтроля использования природных ресурсов.

В 1995 г. из трех подразделений МГРЭ образован ОАО КГИЛЦ. В настоящее время Кольский геологический информационный лабораторный центр (КГИЛЦ) выполняет химико-аналитическое и информационное обслуживание геолого-разведочных работ, обеспечивает сбор и хранение информации геологического содержания, ведет государственный мониторинг геологической среды и выполняет информационное обслуживание государственных органов управления фондом недр и природопользования [*Мультимедийный справочник ..., 2001*].

В целом период 1940-1980 гг. отличался исключительно высокими темпами и объемами разносторонних геологических работ, а также их результативностью и эффективностью. Площадь Кольского полуострова была практически полностью закартирована в 1945-1965 гг. геологической съемкой масштаба 1:200000 (рис.1.13). Эти работы выполнялись большой группой высокопрофессиональных геологов-съемщиков Северо-Западного геологического управления с участием ККЭ № 6. Помимо ответственных исполнителей (см. рис.1.13) участвовали: Н.И. Назарова, Н.Б. Ханькова, Л.И. Иванова, Д.Х. Ловицкий, Т.Л. Гольдбурт, Е.Е. Селивановская, Р.И. Голубева, Г.П. Колесников, М.А. Корсакова, Н.А. Колесова, А.В. Клокова, Н.А. Егорова, А.Д. Хинейко, Л.Г. Быстрова, А.В. Синицын, Ю.А. Васильев, М.Е. Зильбер, Т.И. Амозова и многие другие [*Мультимедийный справочник ..., 2001*].

медийный справочник ..., 2001, Минаков и др.]. К 1975 году издано 56 листов Государственной геологической карты масштаба 1:200000, составленных на основе Сводной стратиграфической схемы Карело-Кольской серии листов, разработанной В.А.Перевозчиковой в 1958-1963 гг. В это же время на обширных площадях, интересных в отношении полезных ископаемых, силами СЗГУ, ККЭ № 6, МГРЭ и позднее ЦККГЭ проводились поисково-съёмочные работы масштаба 1:50000 и детальнее. Ответственными исполнителями были: Г.П.Колесников, С.И.Зак, М.А.Сотникова, В.Г.Гаскельберг, Л.А.Гаскельберг, Ю.А.Васильев, Н.Н.Арманд, Л.И.Увадьев, С.Д.Чалых, П.Л.Румянцев, К.Д.Беляев, Э.Б.Зайцевский, К.Н.Уткин, В.С.Богданова, Л.В.Калафати, А.М.Колесникова, В.А.Костин, Н.В.Рямзин, В.Ф.Ступицкий, А.П.Гаврилов и многие другие [Мультимедийный справочник ..., 2001, Минаков и др.]. В 1970 - 1990 гг. силами ЦККГЭ (современное название ОАО ЦКЭ) проводилось геологическое доизучение перспективных площадей в масштабе 1:50 000 (ГДП - 50).

Были закартированы: Vuориярвинская (Л.И.Иванова, А.М.Корнюшин, 1977 г.), Имандра-Варзугская (А.Д.Даин, А.М.Ремизова, 1984 г.; В.В.Семенов, Н.В.Лукьянова, 1988 г.), Печенгская (В.В.Паничев, В.Н.Иванченко, 1996 г.), структурные зоны и зона сочленения Контозерского, Колмозерского и Кейвского разломов (О.Я.Даркшевич, Б.А.Шлафштейн, 1981 г.), Ловозерский и Хибинский массивы (М.М.Калинкин, А.Б.Дуракова, 1981 г.; О.Л.Сняtkова, 1983 г.), а также обрамление последнего (А.Б.Дуракова, 1989 г.). В это же время ПГО "Севзапгеология" по решению МинГео СССР осуществляло геологическое доизучение территории области масштаба 1:200000 (Л.А.Гаскельберг, 1978 г.; Ю.И.Гольдберг, Г.Ю.Пушкин, 1978 г.; Б.А.Шлафштейн и др., 1987 г., - ЦККГЭ) и ПГО "Аэрогеология" (М.В.Минц и др., 1980 г.), а также обобщение накопленного материала по геолого-съёмочным и научно-исследовательским работам. В настоящее время составляются госгеолкарты второго поколения масштаба 1:200000 на промышленно освоенную территорию центральных

районов области (В.В.Чащин, Л.Р.Семенова, Н.В.Лукьянова, ОАО "ЦКЭ") и северо-западную территорию (А.Б.Дуракова, А.М.Ремизова, Л.Р.Семенова, ОАО "ЦКЭ") [Мультимедийный справочник ..., 2001, Минаков и др.].

Геохимические работы на Кольском полуострове получили широкое развитие с 1971 года. До 1977 г. они проводились МГРЭ, затем в основном ЦККГЭ (ОАО "ЦКЭ" – Центрально-Кольская экспедиция). Ответственными исполнителями работ были В.А.Павлов, В.А.Чекушин, Е.Н.Семенов, А.П.Никитичев, С.С.Лотонин и др. В 1994 г. опоискованная территория составила 70 тыс. км², банк поисковых геохимических данных включал 580 тыс. проб, банк эколого-геохимических данных - 10 тыс. проб. В 1996-1999 гг. ЦКЭ при участии и поддержке зарубежных фондов проектов осуществлялось экологическое картирование, по результатам которого составлены геоэкологические карты: центрального промышленного района м-ба 1:200000, восточной и западной части Кольского полуострова м-ба 1:100000 (В.А.Чекушин, С.С.Лотонин и др.) [Мультимедийный справочник ..., 2001, Минаков и др.].

Различные виды региональных геофизических работ начали проводиться на территории Кольского полуострова с 1949 г. Западным геофизическим трестом (ЗГТ) и ЛГУ-ПГО "Севзапгеология". Региональные сейсморазведочные работы впервые проводились в 1958-1962 гг. под руководством проф. И.В.Литвиненко (профиль Баренцево море - Печенга - Ловно). К 90-м годам территория области была пересечена двумя транссектами: Баренцево море - Костомукша - Ловис и Мурманск - Кызыл. Геофизическими партиями и экспедициями ККЭ, Кольского РайГРУ, МГРЭ и ЦККГЭ многие годы выполнялись наземные геофизические работы в составе комплекса геолого-съёмочных работ и исследования на опорных профилях, а также перспективных на полезные ископаемые участках (В.И.Гаврилов, А.Н.Иванов, Г.Н.Шаблинский, Н.Н.Боровко, Б.М.Гринченко, В.К.Сараханов, В.В.Анзель, Н.Ф.Скопенко, А.В.Роллер, В.Г.Зайцев, Т.В.Валова, Л.А.Рябинья, В.П.Дубягин, И.И.Берман и

др.). С 1983 года в Мурманской области геофизическими исследованиями занималась опытно-методическая партия НПО "Рудгеофизика", впоследствии ЭГГИ, ВИРГ (В.К.Сараханов, Н.Ф.Скопенко, И.С.Бартенев и др.) [*Мультимедийный справочник ..., 2001, Минаков и др.*]. С целью изучения глубинного строения земной коры на Кольском полуострове неоднократно ставились профильные сейсмические исследования (структурные, региональные, трансконтинентальные): Печенга – Ловно (ГСЗ-МОВ, 1960-1961), Имандра – Варзуга (МОВ, 1964), "Геотраверс 1" Печенга – Ковдор – Костомукша (МОВЗ-ГСЗ, 1981-1982), "Кварц" Печенга-Умбозеро-Ручьи (МОВЗ – ГСЗ, 1984; 1985), м.Толстик – г.Хибины (ГСЗ-МОВЗ, 1995), Никель – Умбозеро (ГСЗ-МОВЗ, 1983), ЕВ-11(ОГТ, 1995), Кейвы (МОВ, 1965), Кировск – Дальние Зеленцы (точечные зондирования методом ГСЗ, 1983), "Центрально-Кольский" (ГСЗ, 1973) и другие. В непосредственной близости проходят международные профили "Балтик" (ГСЗ, 1973) и SVEKA (ГСЗ, 1981).

С конца 60-х - начала 70-х гг. развернулись интенсивные геолого-геофизические работы на шельфе арктических морей с целью определения перспектив их нефтегазоносности. Мурманская область стала крупнейшим центром базирования морских геолого-разведочных и нефтепромышленных организаций (ОАО МАГЭ, ГУП АМНГР, ГУП Трест СМНГ, ГУП АМИГЭ, МГП ТЕХ-МОРГЕО, НИИ МОРГЕОФИЗИКИ, ЗАО АРКТИКНЕФТЬ) [*Мультимедийный справочник ..., 2001*].

С момента своего образования в 1951 г. Геологический институт КНЦ РАН в тесном сотрудничестве с другими научными и производственными геологическими организациями проводил углубленные комплексные исследования практически по всем геологическим и минерально-сырьевым объектам, продолжая традиции, заложенные А.Е.Ферсманом и его коллегами. Важные научные и практические результаты были получены при изучении киаинитовых сланцев Кейв (И.Д.Батиева, И.В.Бельков, М.К.Мазуров, С.Н.Сулова и др.), Хибинского и Ловозерского массивов (А.В.Галахов, Т.Н.Иванова, И.В.Буссен,

А.С.Сахаров, О.Б.Дудкин, Л.В.Козырева, А.А.Арзамасцев и др.), гранитоидов (И.Д.Батиева, И.В.Бельков, А.Н.Виноградов, В.Р.Ветрин, Г.В.Виноградова, М.И.Дубровский, Д.Р.Зозуля и др.), амезонитовых и редкометалльных пегматитов (А.А.Чумаков, И.В.Гинзбург, А.В.Морозов, А.М.Иванов, В.В.Гордиенко, Е.С.Антоноқ, А.В.Волошин, А.П.Белолипецкий, А.Н.Виноградов, И.В.Бельков и др.), титановых месторождений (Б.А.Юдин), комплексных месторождений в карбонатитах (А.В.Волошин, В.В.Субботин, Ю.М.Кирнарский, Л.А.Стрельникова, Е.Г.Балаганская и др.), медно-никелевых месторождений (Г.И.Горбунов, Ю.Н.Яковлев, Ю.Н.Нерадовский, Е.К.Козлов, Л.А.Арутюнян, Ю.Н.Гончаров, Д.А.Орсов, А.У.Корчагин и др.), железорудных месторождений (М.С.Точилин, П.М.Горяинов и др.), петрологии базит-гипербазитов (Е.К.Козлов, Б.А.Юдин, С.И.Зак, Е.М.Бакушкин, В.Ф.Смолякин, М.М.Ефимов, М.Н.Богданова, М.К.Радченко, Ж.А.Федотов, В.С.Докучаева, А.А.Жангуров и др.), редких и рудных минералов (С.С.Курбатов, М.Д.Дорфман, Ю.П.Меньшиков, А.В.Волошин, О.Б.Дудкин, В.Н.Яковенчук, Г.Ю.Иванюк, Я.А.Пахомовский, Р.П.Лиферович и др.), глубинного строения верхней части земной коры (Н.В.Шаров, А.А.Жамалетдинов, В.Н.Глазнев, Г.Д.Панасенко, А.Б.Раевский, Ф.И.Свяженинов, В.А.Тюремнов и др.), вопросов литологии и геохимии (А.В.Сидоренко, А.А.Предовский, А.П.Белолипецкий, В.А.Мележик, Б.В.Гавриленко, Н.Е.Козлов, А.А.Иванов и др.), геоморфологии и четвертичной геологии (С.А.Стрелков, А.Д.Арманд, Н.Н.Арманд, В.Я.Евзеров, Б.И.Кошечкин, И.С.Рубинраут, О.П.Корсакова и др.), геохимии газов (И.А.Петерсилье, И.Н.Толстихин, С.В.Икорский, В.А.Припачкин, И.Л.Каменский и др.), платинометалльных месторождений (Н.Л.Балабонин, Н.Н.Веселовский, Р.М.Латыпов, А.У.Корчагин, Т.В.Рундквист, В.И.Скиба, Ю.Н.Гончаров и др.), региональной, структурной геологии и стратиграфии (Ф.П.Митрофанов, В.Г.Загородный, С.И.Макиевский, Д.Д.Мирская, М.Т.Козлов, В.И.Пожиленко, В.З.Негруца, В.В.Балаганский, А.Т.Радченко,

П.К.Скуфьин, И.В.Никитин, А.А.Басалаев и др.), метаморфизма (В.П.Петров, О.А.Беляев, З.М.Волошина и др.), геохронологии (К.К.Жиров, Ю.Д.Пушкарев, Э.В.Кравченко, Г.И.Рюнгенен, Ю.А.Балашов, Т.Б.Баянова, Н.М.Кудряшов и др.). Большое внимание уделялось развитию уникального Минералогического музея Геологического института и каталогизации новых минералов (Т.В.Новохатская, М.Г.Федотова, Н.Г.Померанцева, В.В.Борисова и др.). Наряду с традиционными направлениями в настоящее время в институте развиваются новые: геодинамика докембрийской литосферы, трехмерное геофизическое моделирование, прогнозная металлогения, экономический мониторинг полезных ископаемых, геологическая синергетика, геостатистика и математические методы в геологии, акустополароскопия и другие.

Масштаб геологических исследований в Кольском регионе в рассматриваемый период (1940 - середина 1980 гг.) можно представить по следующим цифрам: ежегодный объем бурения (без учета эксплуатационной разведки на ГОКах) достигал 150-200 тыс. пог.м., парк буровых станков — 50-80 единиц, численность работников в геологоразведочной отрасли с учетом академических (КНЦ РАН) и отраслевых институтов (НПЦ Кольская сверхглубокая, морские геолого-разведочные предприятия) превышала 10000 чел. Только от Геологического института в некоторые полевые сезоны одновременно в разных точках полуострова работало до 65 тематических отрядов.

Целенаправленная поддержка и приоритеты в отношении геолого-разведочной отрасли на протяжении более полувека принесли ощутимую отдачу и результаты. Было открыто более 200 месторождений и рудопроявлений различных полезных ископаемых. Усилиями МГРЭ, ЦКЭ и Печенгской экспедиции были разведаны и подготовлены к промышленному освоению несколько десятков месторождений железных, медно-никелевых и апатит-нефелиновых руд, титана, редких металлов, флогопита, мусковита и др. полезных ископаемых. К концу 80-х гг. каждый из действующих ГОКов был обеспечен резервом надежной сырьевой базы на

15-80 и более лет вперед, что послужило основой экономической и социальной стабильности, а также надежным источником пополнения бюджета Мурманской области.

Результаты региональных и тематических работ неоднократно обобщались и интерпретировались на различных картах. В 1980 г. издана "Геологическая карта-схема Кольского полуострова" масштаба 1:1000000 (Гл. ред. Г.И.Горбунов, составители: В.Г.Загородный, В.И.Пожиленко, А.Т.Радченко), а в 1988 г. — "Космогеологическая карта дочетвертичных образований северо-восточной части Балтийского щита" масштаба 1:1000000 (Ред. О.Я.Даркшевич, составитель В.В.Баржицкий). По результатам региональных работ составлен и издан лист Госгеолкарты масштаба 1:1000000 (1998), главные редакторы Б.Г.Лопатин, Б.В.Петров; ответственные редакторы А.М.Ремизова, Б.А.Шлайфштейн.

В 1996 г. Геологическим институтом в рамках проекта ИНГАС подготовлена и издана "Геологическая карта Кольского региона" масштаба 1:500000 (Апатиты). Главный редактор Митрофанов Ф.П.; редакторы: А.Т.Радченко, К.Гилен; авторы: В.В.Балаганский, А.А.Басалаев, О.А.Беляев, В.И.Пожиленко, А.Т.Радченко, М.К.Радченко. В Ги КНЦ подготовлена к изданию "Карта метаморфизма Кольского региона" масштаба 1:500000 (составитель В.П.Петров).

Кроме того, в разных организациях создан ряд специализированных карт (металлогенических, поисковых признаков, тектонических, четвертичных отложений и др.) по Карело-Кольскому региону и Мурманской области масштабах 1:1 000 000–1:500000 (И.И.Апухтин, 1966 г.; В.А.Перевозчикова, 1967 г.; И.В.Барканов, 1969 г.; М.А.Корсакова, 1973 г.; Ю.И.Рабинович, 1977 г.; Т.В.Билибина, 1979 г.; В.В.Баржицкий, А.Б.Снятков, 1985 г.; Л.А.Гаскельберг, 1988 г.; В.Г.Легкова, 1988 г.; В.А.Житников, 1991 г.). В 1999 г. составлена геологическая карта масштаба 1:50000 для западного фланга зоны сочленения Мурманского и Кольского блоков (Л.В.Вороняева, ОАО "ЦКЭ").

В составлении различных региональных карт в разное время участвовали многие

сотрудники Геологического института: О.А.Беляев, В.П.Петров, В.Г.Загородный ("Metamorphic Map of Europe, scale 1:2500000", 1973); В.Г.Загородный, О.А.Беляев, В.П.Петров ("Карта метаморфических поясов СССР, м-б 1:5000000", 1975), О.А.Беляев, В.Г.Загородный, В.П.Петров, З.М.Волошина ("Карта-схема фаций регионального метаморфизма Кольского полуострова, м-б 1:1000000", 1976); Л.Д.Галичанина, О.Г.Столова, В.А.Тюремнов ("Петроплотностная карта геологических формаций восточной части Балтийского щита, м-б 1:1000000", 1978); О.А.Беляев, В.П.Петров, З.М.Волошина, В.Г.Загородный ("Карта метаморфических фаций восточной части Балтийского щита, м-ба 1:1500000", 1979); А.П.Белолипецкий, А.А.Предовский ("Геохимическая карта восточной части Балтийского щита, м-ба 1:1500000", 1979); Г.Б.Голионко, Ф.П.Митрофанов ("Циркумпольная Геологическая карта Арктики. Карта 1765 А, м-б 1:6000000", 1989); О.А.Беляев, А.И.Ивлиев, В.П.Петров ("Карта минеральных фаций метаморфических пород северо-восточной части Балтийского щита, м-б 1:500000", 1992); Н.С.Дедков, В.Я.Евзеров ("Четвертичные отложения Финляндии и Северо-Запада Российской Федерации и их сырьевые ресурсы, м-б 1:1000000", 1993); В.Ф.Смолюкин ("Схема магматических комплексов рифтогенных систем Карело-Кольского региона, м-б 1:2000000", 1993); В.Ф.Смолюкин ("Схема размещения рядов магматических комплексов в рифтогенных системах Балтийского щита, м-б 1:5000000", 1993); Ф.П.Митрофанов, В.И.Пожиленко ("Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2000000", 2001).

В печатном виде все геологические материалы, полученные до начала 1950-х гг., включая результаты исследований академиков А.А.Полканова и А.Е.Ферсмана, были обобщены и опубликованы в 1958 году в книге "Геология СССР, том XXVII, Мурманская область" под редакцией Л.Я.Харитонова.

Большой объем данных переработан, обобщен и опубликован сотрудниками Геологического института КНЦ РАН, основными и наиболее информативными из кото-

рых являются: по строению земной коры [Земная кора ..., 1978; Негруца, 1984; Кольская сверхглубокая ..., 1984; Эволюция земной ..., 1987; Glaznev et al, 1992; Строение литосферы ..., 1993; Кольская сверхглубокая..., 1998; Сейсмогеологическая модель...,1997, 1998]; по тектонике и структурам [Виноградов и др., 1980; Зеленокаменные пояса ..., 1988; Загородный, Радченко, 1988; Докембрийская тектоника ..., 1992]; по стратиграфии [Харитонов, 1966; Бельков, 1963; Геологическая карта ..., 1980; Имандра-Варзугская ..., 1982; Негруца, 1984; Объяснительная записка ..., 1994]; по раннедокембрийскому магматизму [Батиева, Бельков, 1968; Эндогенные режимы ..., 1991; Смолюкин, 1992; Mitrofanov, Torokhov, 1994; Магматизм, седиментогенез ..., 1995]; по палеозойскому магматизму [Кухаренко и др., 1965; Буссен, Сахаров, 1972; Галахов, 1975; Дудкин, 1977; Арзамасцев и др., 1987; Arzamastsev, 1994]; по геохимии [Предовский и др., 1974; Геология и геохимия ..., 1980; Гавриленко, 1982; Вулканизм ..., 1987; Мележик и др., 1988]; по изотопному датированию пород и процессов [Тугаринов, Бибилова, 1980; Пушкарев, 1990; Новые данные ..., 1990; Mitrofanov, Balashov, 1990; Balashov et al., 1992; Balashov et al., 1992]; по полезным ископаемым [Дудкин и др., 1964; Горяинов, 1976; Минеральные месторождения ..., 1981; Каменев, 1987; Жиров, Лацук, 1998; Медно-никелевые ..., 1999; Мультимедийный ..., 2001].

Для реализации новых идей и научно-практических разработок в 1992 г. при Геологическом институте КНЦ РАН было создано инновационное предприятие ЗАО "Пана", на протяжении ряда лет осуществляющее за счет иностранных и отечественных инвестиций геолого-разведочные и инженеринговые работы на платинометалльных объектах. Результаты работ позволили выделить Кольскую платино-палладиевую рудную провинцию и разведать несколько месторождений в пределах Федорово-Панского массива. Кроме того, при поддержке Комитета природных ресурсов по Мурманской области Институтом ведутся научно-исследовательские и поисковые работы на алмазоносные россыпи (Терское побережье и Горло Белого моря), а также новые

элитные сорта облицовочного камня (белые и сиреневые анортозиты, черные габбронориты и пироксениты и т.д.).

ОАО "МГРЭ" в настоящее время ведет интенсивные разведочные работы (доизучение) на Хибинских апатит-нефелиновых месторождениях (Ньоркпахк, Олений Ручей и др.), поисково-оценочные и разведочные работы на строительные и облицовочные камни, а также поиск, оценку и разведку подземных вод для водоснабжения городов Мурманской области.

ОАО "ЦКЭ" проводит поисковые работы на алмазы на юго-востоке и юго-западе полуострова, МПГ в Мончегорском районе, геоэкологическое картирование, доизучение

Колмозеро-Вороньинской структуры, а также разведку глубоких горизонтов Кировогорского железорудного месторождения.

Печенгская экспедиция осуществляет поисковые работы на медь, никель и МПГ в Печенгском, Мончегорском и Кольском районах, проводит разведку месторождений ильменит-титаномагнетитовых руд Юго-восточная Гремяха и хромовых руд Сопчеозерское.

ОАО КГИЛЦ выполняет химико-аналитическое и информационное обслуживание геолого-разведочных работ, а также ведет государственный мониторинг геологической среды.

Глава 2. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

2.1. Географо-экономический очерк

География

Мурманская область – северо-западный форпост и один из наиболее крупных и экономически развитых регионов европейского Севера России. В географическом отношении область охватывает Кольский п-ов и материковую часть Скандинавского п-ова, граница между которыми почти субмеридиональна и проходит по р.Коле, оз.Имандра и р.Ниве. Все объединяется понятием Мурман, отождествляемым с названием Кольский полуостров (Кольский регион). Почти вся область находится за Полярным кругом в пределах 66°03' - 69°57' северной широты и 28°25' - 41°26' восточной долготы [*Атлас Мурманской ...*, 1971]. Заполярное положение определяет резкие колебания продолжительности дня - от 0 до 24 часов. Количество полярных дней в летнее время колеблется в пределах 32-72, светлых ночей - 46-70, а полярных ночей зимой - 10-45. Количество же светлых суток на севере бывает до 119.

На севере Кольский полуостров омывается Баренцевым морем (акватория более 1400 тыс. км²), на востоке и юге - Белым (около 90 тыс. км²); на западе граничит с Норвегией и Финляндией, а на юге с Республикой Карелией РФ. Максимальная протяженность с севера на юг составляет 400 км, с запада на восток - 580 км, площадь около 144.9 тыс. км² (рис.2.1).

Орография

Орографическое строение региона неоднородно. Характерной чертой ландшафта является северо-западная ориентировка крупных элементов рельефа, в этом же направлении вытянуты северное и южное побережья Кольского полуострова (Мурманский и Кандалакшский берега). Кроме того, наблюдается чередование северо-западных до почти субширотных зон с пониженным и повышенным рельефом. Выделяют следующие наиболее крупные элементы: Хибинские, Ловозерские, Сальные, Колвицкие и Кандалакшские

(Иолги) тундры, Главный хребет, включающий Чунатундру, Волчьи тундры и Мончетундру, Кейвские и северо-Кольские возвышенности, а также Южно-Кольскую депрессию, Лото-Тулумскую низину и Ковдозерскую равнину (см. рис.2.1). Максимальные высотные отметки отмечаются в центральной части области: г.Элггорас в Сальных тундрах - 997 м, г.Ангвундасчорр в Ловозерских Тундрах - 1121 м, г.Эбручорр в Чуна-тундрах - 1115 м и г.Юдычвумчорр в Хибинах - до 1208 м. В зонах с пониженным рельефом, к которым приурочена большая часть озер, болот и речных долин, средние высотные отметки не превышают 100 м. Северная, центральная и юго-западная части области характеризуются средним уровнем высот 200-300 м; для южной и юго-восточной частей значения понижаются до 100-150 м. В названиях ландшафтных форм преобладают саамские топонимы: тунтури – крупные блоковые возвышенности с превышением более 200 м, вараки – возвышенности от нескольких десятков до 120-200 м превышения, пахк – высокая голая гора, чорр – горный хребет, явр – озеро, йок – речка и другие [*Географический словарь ...*, 1996].

На Кольском п-ове насчитывается около 20000 ручьев, речек и рек, приуроченных в основном к тектоническим нарушениям. Большинство рек берет начало из озер и болот; ниже по течению они превращаются в порожистые с водопадами за счет большого базиса эрозии. В некоторых случаях уклон достигает 40 м на 1 км. Около тысячи водотоков имеют непосредственный выход в море. Основной источник питания рек - талые воды снегов. Половодье на большинстве рек Кольского полуострова начинается в третьей декаде апреля – первой декаде мая. Формирование максимальных уровней воды на равнинных реках наблюдается в период 23 мая - 7 июня; на горных реках пики половодья приходятся на начало - середину июня. Интенсивное снеготаяние и

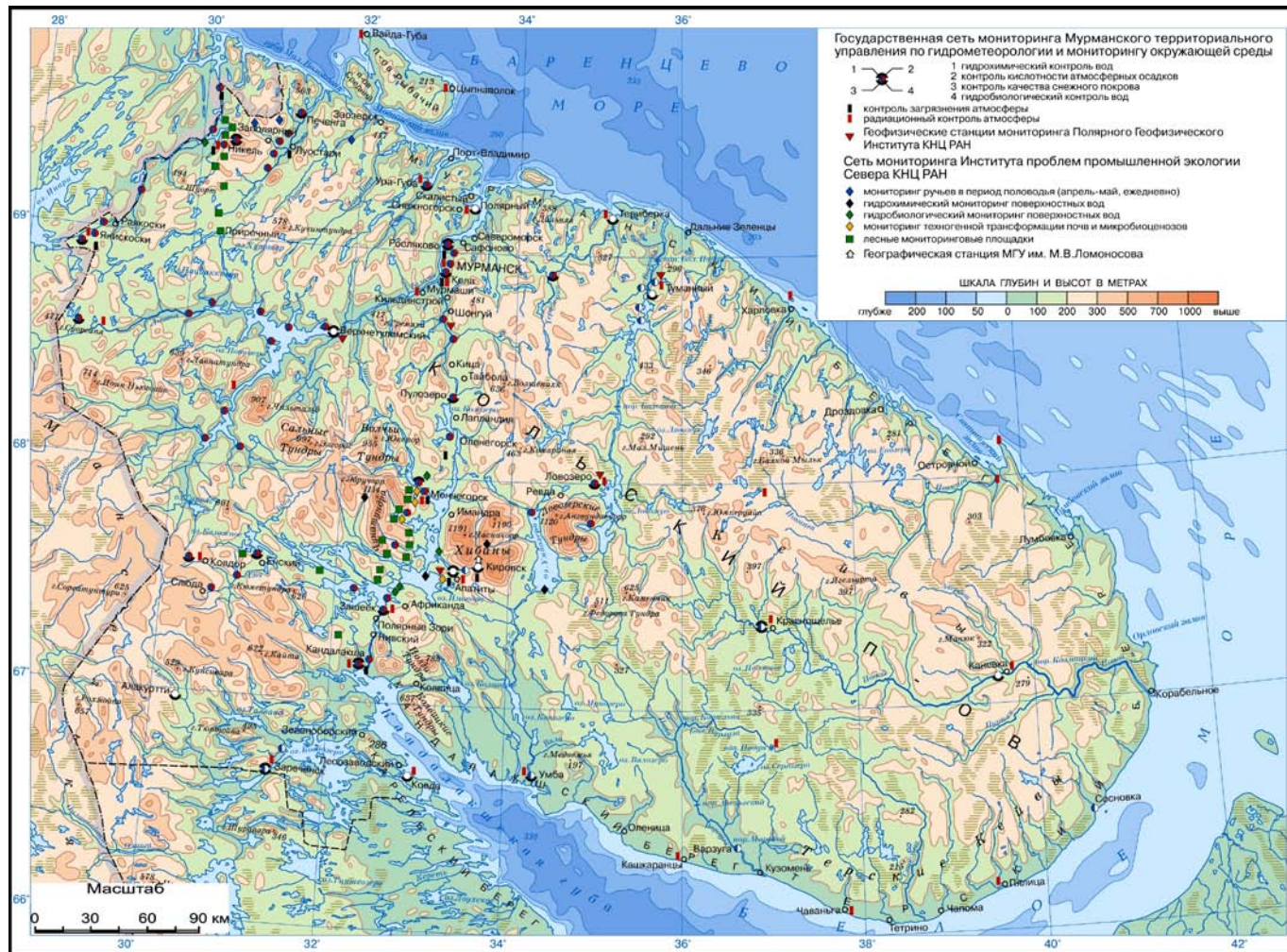


Рис.2.1. Физическая карта Мурманской области [Экологический Атлас ..., 1999]

дождевой сток в период формирования максимумов обуславливают перенос в период половодья до 60% стока. В это время наблюдается подъем уровня воды на 1.1-3.6 м [*Состояние окружающей ...*, 2001]. Самая крупная река области - Поной - имеет длину более 400 км и площадь водосбора 15500 км² [*Атлас Мурманской ...*, 1971]. Несколько меньше реки Тулома, Лотта, Варзуга, Воронья, Стрельна, Иоканьга и др. По химическому составу воды рек принадлежат к гидрокарбонатному классу группы Ca²⁺, реже Na⁺ (на побережье Баренцева моря). Минерализация речных вод незначительна – меньше 100 мг/л.

Более ста тысяч озер заполняют котловины разных размеров в рельефе кристаллических пород, на тундровых плато, на сглаженных моренных и холмистых равнинах. Самые крупные водные бассейны - озера Имандра (площадь зеркала 816 км²), Умбозеро (313 км²), Ковдозеро (вместе с Князегубским вдхр. 606 км²) и Ловозеро (200 км²) и искусственные водохранилища – Верхнетуломское (745 км²) и Серебрянское. Общая площадь зеркала озер составляет более 9200 км², или 6% территории Мурманской области. Наибольшие глубины отмечены в оз. Умбозеро (до 110 м) и в оз. Имандра (до 67 м). Многие низинные озера превратились в кустарниковые, моховые и грядово-мочажинные и травяные болота, в большинстве своем проходимые.

Климат

Мурманская область относится к Атлантико-Арктической зоне умеренного климата с преобладанием теплых воздушных потоков с Северной Атлантики и холодных – из Атлантического сектора Арктики. Огромное влияние на климат оказывает близость теплого течения Гольфстрим и непрерывные, подчас очень резкие смены циклонов и антициклонов. Большой вклад в изменчивость погодных факторов - температуры, направлений ветра, давления - оказывают зоны интенсивного смешивания вод теплых (Гольфстрим, Нордкапская ветвь) и холодных (Баренца, Медвежинское) течений в Баренцевом море, а также теплых и

холодных воздушных масс в горах центра континентальной части. Благодаря этому климатические условия довольно мягкие для заполярного Севера, с одной стороны, но в то же время весьма неустойчивые, с другой. Нередки зимние грозы и туманы на побережье Баренцева моря, а летом могут ударить заморозки и выпасть снег. Для района Прихибины характерны быстрые, иногда многократные в течение суток скачки давления до 40 мм и более ртутного столба. При среднегодовой температуре от +1 до -2°С, среднеянварской - от -6 до -8 и среднеиюльской - около +10, температура в январе достигает только до -25 и редко до -50, а летом - до +25 и редко до +35°С (рис.2.2). Максимальные суточные перепады температур свойственны центральной части области вследствие смещения теплых и холодных воздушных масс в зоне горных массивов Хибинских, Ловозерских Тундр и Главного Хребта.

Ветровой режим в большинстве районов носит муссонный характер. Наибольшие скорости ветра наблюдаются в зимние месяцы. Самыми "штормовыми" являются о.Харлов и Дальние Зеленцы, где в среднем отмечается 115-125 дней в году со скоростью ветра более 15 м/с. Самые "тихие" места – менее 10 дней в году со скоростью более 15 м/с – Кола, Верхнетуломский, Пулозеро, Ена, Апатиты, Полярные Зори [*Географический словарь ...*, 1996].

Зима длится 5-7 месяцев (ноябрь-апрель), а отопительный сезон - почти 10 месяцев. Продолжительность безморозного периода на побережье достигает 200 дней, в отдаленных от моря районах всего 50-100 дней. Первые заморозки возможны уже в августе (снег же может выпасть в любой летний месяц), а последние – в мае-июне. Высота снежного покрова изменяется от 25-40 см на побережье Баренцева моря, где снег сдувается сильными постоянными ветрами, образуя в отрицательных формах рельефа с подветренной стороны многометровые (5-7 м и более) наносы до 80 см в южных и центральных районах. В горах, например в Хибинах, снежный покров может превышать 200 см (без учета наносов). В год

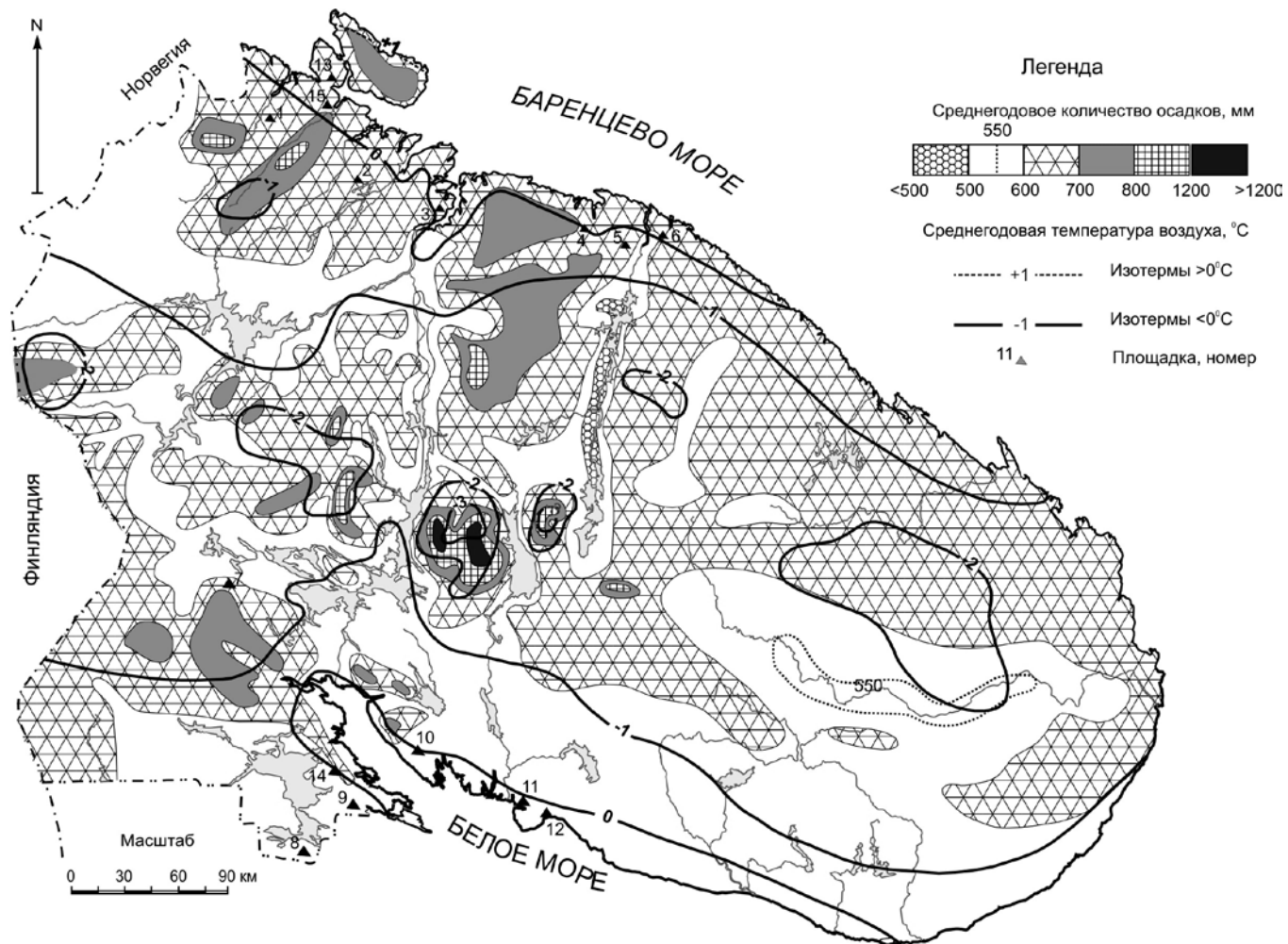


Рис.2.2. Среднегодовое количество осадков и среднегодовая температура воздуха на Кольском полуострове [Атлас Мурманской ..., 1971]

выпадает в среднем 500-700 мм осадков, в горных районах до 1300 мм (см. рис.2.2). Количество пасмурных дней составляет 180-200 в год, количество полностью ясных – только 15-20, почти 150 дней выпадают осадки. Мягкий климат Кольского Севера обусловил локальное распространение вечной мерзлоты только на востоке и в торфяных болотах под торфяными буграми. Годовой радиационный баланс оценивается в 20-30 ккал/см², что составляет около половины от возможного для данной широты [Атлас Мурманской ..., 1971].

Растительность

Мурманская область расположена в двух географических зонах – тундры (20% территории) и тайги (более 25%). Тундровая зона идет вдоль Мурманского берега шириной 20-30 км на западе и до 120 км в средней части, огибает полуостров с востока и выклинивается к с.Чаваньга – с.Тетрино. Между тундрой и тайгой тянется полоса лесотундры (около 20%) шириной до 50 км. Над лесным и лесотундровым поясом выше 350-400 м поднимается альпийский пояс горных тундр, подразделяемый на нижнеальпийский пояс (до 400-600 м) кустарниковых и кустарниково-лишайниковых тундр и верхнеальпийский кустарниково-лишайниковый пояс (до 700 м). Высокогорные арктические пустыни (выше 700 м) имеют бедный состав мохово-лишайниковой растительности, покрывающей только 1-5% каменных россыпей и полей. Болота занимают около 35% территории региона. Наиболее развиты грядово-мочажинные болота, а также бугристые (на востоке). Для бугристых болот характерны "бугры" вечной мерзлоты, оттаивающие летом на глубину до 30-55 см.

Современная дикорастущая флора Мурманской области насчитывает более 1100 видов высших растений, около 450 видов мхов и 300 видов лишайников [Атлас Мурманской ..., 1971]. Леса занимают около 23% территории и состоят в основном из ели, сосны, березы. Преимущественно еловые леса сосредоточены на востоке и севере зоны тайги, сосновые – на юге и западе. Преобладающая высота деревьев 7-12 м [Географический словарь ...,

1996]. Березовые леса чаще всего можно встретить по гарям и вырубкам. Заготовка древесины осуществляется в основном в южных и юго-западных районах области. По долинам рек растут ивняки, березовые и елово-березовые леса с травяным покровом.

По мере приближения к тундровой зоне появляются березовые редколесья с коленчато-изогнутыми и саблевидными стволами. Подлеском служат можжевельник и ерник. Высота деревьев варьирует от 1.5-2 м на севере и увеличивается до 5-8 м ближе к зоне тайги. Зона тундры разделяется на подзоны: кустарничковую (на побережье), лишайниково-кустарничковую и лишайниковую. Тундровые кустарнички представлены вороникой, альпийской толокнянкой, брусникой и ерником. Травянистые растения редки, мхи и лишайники покрывают до 25% поверхности тундры [Атлас Мурманской ..., 1971]. Основу заготовительной деятельности, распространенной в основном в южных и юго-западных районах, составляют дикорастущие ягоды (морошка, черника, брусника, голубика и клюква) и грибы (моховики, подосиновики, подберезовики, белые и др.). В меньшей степени распространен сбор дикой смородины, малины и лекарственных растений. В отличие от более южных регионов России на территории области почти не распространены ядовитые грибы и ягоды.

Биоресурсы

В Мурманской области обитает 32 вида млекопитающих (из них 8 промысловых) и до 270 видов птиц (из них один промысловый – белая куропатка). Наибольшее распространение имеют: северный олень, лось, белка, заяц-беляк, полевки и лемминги, реже встречаются норка, куница, лиса, медведь, россомаха, выдра и др. Численность по состоянию на 2000 г. крупных млекопитающих оценивалась: бурый медведь – около 500 голов, лось – 8800 голов, дикий северный олень – 3500 тыс. голов [Состояние окружающей ..., 2001]. Среди боровой и болотной дичи известны глухарь, тетерев, рябчик, белая и тундряная куропатки, кулики. Широко представлены серая ворона, ворон, сорока, сойка,

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ
Основные сведения по Мурманской области

певчие и морские птицы; реже встречаются лебедь-кликун, орлы (орлан-белохвост и беркут) и ястребы [Географический словарь ..., 1996].

В озерах и реках водится 29 видов рыб двенадцати семейств [Атлас Мурманской ..., 1971]. В основном нерест этих рыб происходит в осенний, зимний и ранневесенний периоды. Промысловыми видами являются: семга, кумжа, форель, палия, ряпушка, сиг, хариус, корюшка, щука, плотва, язь, налим, окунь, ерш. В омывающих полуостров морях, преимущественно в Баренцевом, обитают около 120 видов рыб, 20 из которых имеют промысловое значение. Важнейшими промысловыми видами являются: треска, пикша, сайда, морской окунь, зубатки (три вида), камбала, дальневосточная горбуша, мойва и сельдь. Также ведется вылов северной креветки, исландского гребешка, и ламинариевых водорослей, а с 2000 г. начат экспериментальный промысел камчатского краба. В настоящее время на территории области поддерживают популяцию главных промысловых рыб три рыбозаводских завода Мурманрыбвода: Тайбольский, Умбский и Кандалакшский (с Князегубским участком). В 2000 году в семужьи водоемы Мурманской области выпущено 347 тыс.

шт. молоди семги и 516 тыс. шт. молоди горбуши [Состояние окружающей ..., 2001].

Административное деление и население

Мурманская область образована по постановлению ВЦИК, утвержденному Президиумом Верховного Совета СССР Указом от 28 мая 1938 г., с центром в городе Мурманске в составе районов, выделенных из Ленинградской области и Карельской АССР. Административно-территориальное деление Мурманской области претерпело неоднократные изменения. По состоянию на 1.01.2002 года область состоит из 5 районов, 16 городов, 16 поселков городского типа и 17 сельских администраций (рис.2.3, табл.2.1) [Состояние окружающей ..., 2001].

Самый крупный город – областной центр Мурманск, где проживает 400 тыс. человек. Крупными городами (в условиях Заполярья) с населением от 30 до 80 тыс. человек являются: Апатиты, Североморск, Кандалакша, Мончегорск, Заполярный, Оленегорск, Полярные Зори и Ковдор. По состоянию на начало 2000 г. население всей области составляло около 1000 тыс. человек, в том числе городское

Таблица 2.1
Административно-территориальное деление Мурманской области

Тип административной единицы	Наименование, центр
Областной центр	Мурманск
Район	Печенгский (I), Кольский (II), Ковдорский(III), Ловозерский (IV), Терский (IV)
Города с подведомственной территорией	Апатиты (1), Мончегорск (2), Кандалакша(3), Оленегорск (4), Кировск (5), Полярные Зори (6)
Закрытые административно-территориальные образования (ЗАТО)	Североморск (7), Островной, Заозерск, Скалистый, Полярный, Снежногорск, Видяево
Города районного подчинения	Заполярный, Кола, Ковдор
Поселки городского типа	Африканда, Кильдинстрой, Печенга, Верхнетуломский, Молочный, Приречный, Зашеек, Мурмаши, Ревда, Зеленоборский, Никель, Росляково, Умба, Туманный, Сафоново, Шонгуй
Сельские администрации	Алакурттинская, Лесозаводская, Зареченская, Белокаменская, Лувеньгская, Пушновская, Беломорская, Междуреченская, Имандровская, Дальнезеленецкая, Нивская, Урагубская, Енская, Октябрьская, Туломская, Корзуновская

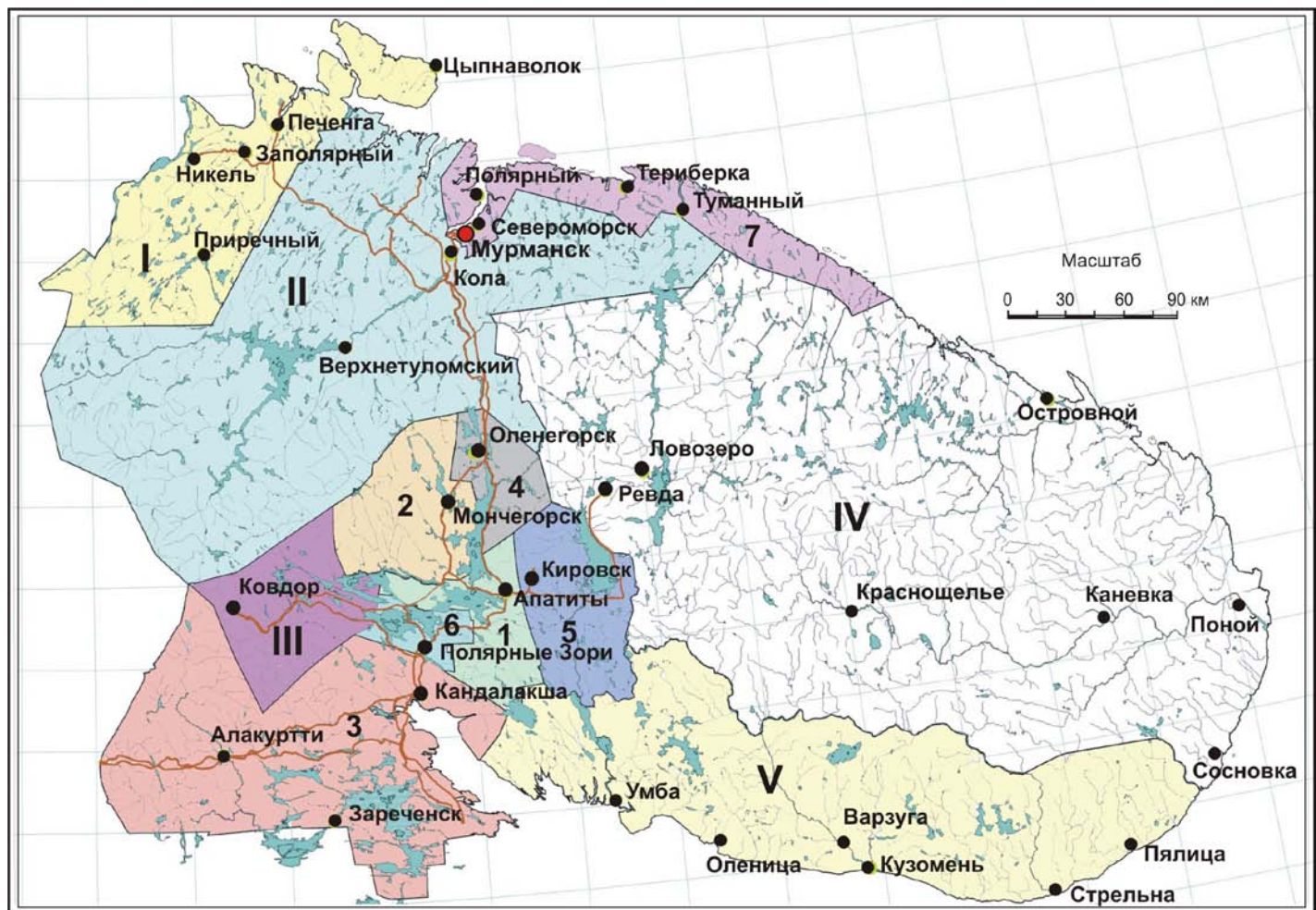


Рис.2.3. Административно-территориальное деление и основные населенные пункты Мурманской области

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ
Основные сведения по Мурманской области

– 91.8%, сельское – 8.2%. Средний возраст жителей – 35 лет. Доля экономически активного населения приближается к 50% (504 тыс. чел., из них 430 тыс. чел. трудоустроенные). Наибольший вклад в занятость населения дают: промышленность (27%), социальное обеспечение, образование, культура, наука (21.2%), торговля, сбыт, заготовки (16.4%), транспорт и связь (10.1%) и строительство (4.5%) [Основные положения ..., 2002].

Мурманская область обладает высоким научно-техническим потенциалом. Более 30 научных, проектных и образовательных учреждений осуществляют исследования и разработки в области наук о Земле, промышленности, охране окружающей среды, рыболовстве, энергетике, экономике, социологии и в других сферах и отраслях. Стоимость выполненных научно-технических работ в 2000 г. составила более 580 млн руб. В области работают 4 академика РАН, более 100 докторов, примерно 600 (?) кандидатов наук, а также несколько тысяч (более 3000) человек научного и вспомогательного (технического) персонала; кроме того, около 300 человек обучается в аспирантуре.

Экономика и промышленность

В сфере материального производства 90% прибавочного продукта создается промышленными предприятиями, что составляет около 50 млрд руб. (табл.2.2) [Весь Мурманск ..., 2000; Мурманская ..., 2001б]. Ведущими промышленными предприятиями региона являются: два комбината концерна "Норильский никель" (АО "Комбинат Североникель" и АО "Печенганикель"), АО "Апатит", АО "Кандалакшский алюминиевый завод"; АО "Ковдорский ГОК", АО "Олкон", Кольская атомная электростанция, АО "Колэнерго", три рыбодобывающих флота, включая крупнейший в отрасли АО "Мурманский траловый флот", порты г.Мурманска и г.Кандалакша, АО "Мурманское морское пароходство", Мурманское отделение Октябрьской железной дороги, предприятия тяжелого машиностроения и судоремонтные заводы: "Оленегорский механический завод", ММЗ "Севморпуть", "Нерпа" и др. [Основные

положения ..., 2002; Мурманская ..., 2001а].

Таблица 2.2

Производство важнейших видов промышленной продукции в 2000 г.

Продукция	Ед. изм.	Объем
Электроэнергия	млн кВт·час	17434
Железный концентрат	тыс. т	7090
Медно-никелевая руда	тыс. т	~7500
Апатитовый концентрат	тыс. т	~10600
Бадделитовый концентрат	тыс. т	6
Вывозка древесины	тыс. м ³	113
Улов рыбы	тыс. т	603
Пищевая рыбопродукция	тыс. т	412

В структуре отраслей промышленности ведущее место занимают цветная металлургия (30.9%), электроэнергетика (20.9%), пищевая промышленность, включая рыбную (19.8%), химическая промышленность (11.9%). Мурманская область обеспечивает 14% пищевой рыбной продукции. Область входит в число 20 субъектов Российской Федерации - крупнейших экспортеров товарной продукции. Внешнеторговый оборот составляет около 1 млрд долл. США, а в 1996 г. объем поставок товаров и услуг только на экспорт превысил 1.1 млрд долл. США. Основу экспорта составляют: цветные металлы (51.6%), апатитовый концентрат (18.5%), рыбная продукция, электроэнергия (до 4 млрд кВт·час). Удельный вес услуг в общем объеме экспортных поставок составляет 9.5%, из них 85.5% - транспортные услуги. Основные потребители экспортной продукции - фирмы Норвегии, Швеции, Нидерландов, Финляндии и Швейцарии. В структуре импорта (150-250 млн долл. США) ведущую роль играют: машины и оборудование (34%), продовольственные товары (15%), химическая продукция (12%) и металлы (13%). Среди стран-импортеров наибольший удельный вес занимают Норвегия, Финляндия, Великобритания, Германия, Швеция и Нидерланды. [Основные положения ..., 2002; Мурманская ..., 2001б].



Рис.2.4. Капустное поле совхоза "Индустрия"(рядом с г. Апатиты), 1937 год

Основу энергосистемы края составляют: Кольская атомная (г.Полярные Зори), 5 ТЭЦ (Апатитская, Мурманская и др.), а также 17 гидроэлектростанций. В удаленных поселках используются автономные источники: дизель и бензиновые электростанции. В Мурманске сооружена первая ветровая энергетическая установка мощностью 250 кВт [Природопользование ..., 2001, Минин, Дмитриев]. Мурманская область располагает собственным сельскохозяйственным производством, решающим частично проблему снабжения северян свежими продуктами питания. Стоимость годового объема продукции составляет около 1.2 млрд руб. (без учета подсобного хозяйства). Несмотря на то, что природно-климатические условия Заполярья весьма ограничивают потенциальные возможности местного сельского хозяйства, имеется почти 70-летний положительный опыт селекции и производства десятков полезных овощных и плодово-ягодных культур (рис.2.4) [Мультимедийный справочник ..., 2001]. Например, в подсобном хозяйстве "Индустрия", многие годы находившемся в составе комбината "Апатит", еще в 30-е годы собирали в среднем с гектара 189 ц картофеля, 150 ц белокочанной капусты, 38 ц сеяных трав, держали более 1100 голов крупного рогатого скота с рекордными надоями до 7000-8000

кг молока в год (в среднем 3500) [Гигант в Хибинах, 1999].

Площадь сельскохозяйственных угодий области составляет 23.4 тыс. га, в том числе посевные площади – 14.9 тыс. га; основная их часть занята кормовыми культурами. Доля собственного производства продовольствия в общем фонде потребления составляет: по мясу – 17.8%, молоку – 16.6%, овощам – 8.3% [Основные положения ..., 2002].

Область занимает выгодное экономико-географическое положение: близость к крупным промышленным регионам России, Норвегии и Финляндии, развитая транспортная инфраструктура: железнодорожная, автомобильная, морская (в том числе глубоководные незамерзающие порты). Общая протяженность сети железных дорог в пределах Мурманской области составляет 1012.7 км. К крупным железнодорожным узлам относятся Мурманск, Апатиты, Оленегорск и Кандакша (см. рис.2.1). Ежегодный грузооборот составляет около 25 млн т. Протяженность автомобильных дорог на территории области составляет 4159 км. Мурманский морской торговый порт - крупнейший незамерзающий порт России, расположенный за Полярным кругом. Он является базовым по обеспечению перевозки грузов в районы Крайнего Севера, Арктики и дальнего зарубежья. Производственная мощность порта - 12 млн т грузов в год. Грузовые и пассажирские морские перевозки осуществляет АО "Мурманское морское пароходство". Ему же принадлежат уникальные по своим возможностям атомные ледоколы, базирующиеся в Мурманске. Открытие Северного морского пути для иностранных судов и перспективы развития транзитных перевозок грузов между западно-европейскими портами и портами стран Юго-Восточной Азии и Японии могут стать важными факторами, усиливающими притягательность региона для по-

тенциальных инвесторов [Мурманская ..., 2001а,б].

Мурманская область располагает двумя крупными аэропортами: "Мурманск" (в пос.Мурмаши) и "Хибины" (в г.Апатиты). Через Мурманский аэропорт проходят международные авиалинии: Мурманск-Киркенес и Мурманск-Тромсе (Норвегия), Мурманск-Рованиemi (Финляндия)-Лулео (Швеция). В ближайшей перспективе предполагается создание на базе Мурманского авиапредприятия международного транспортного аэроузла.

Экстремальные природно-климатические условия определяют повышенные издержки производства, стоимость проживания и воспроизводства трудовых ресурсов, а также неблагоприятно сказываются на здоровье населения. Сложные условия жизнедеятельности населения и особенности размещения запасов полезных ископаемых обусловили очаговый характер освоения территории области. Основной промышленный потенциал и население сконцентрированы в городах области [Основные положения ..., 2002; Мурманская ..., 2001б].

Недра и горнопромышленный комплекс

Экономика Мурманской области ориентирована, в основном, на использо-

вание природных ресурсов. Основу ее составляет горнопромышленный комплекс, в состав которого входят предприятия горно-химической промышленности, цветной, черной металлургии, промышленности строительных материалов. На площади менее одного процента территории России сосредоточены крупные и эффективные источники важнейших видов минерального сырья федерального и регионального значений, создан мощный горнопромышленный комплекс (ГПК), обеспечивающий преобладающую часть потребности страны, %: в фосфатных рудах (95-100), флогопите и вермикулите (80-90), мусковите, нефелиновом и керамическом сырье (35), железе (10-12), бадделеите (100), в никеле, меди, кобальте, ниобии, тантале, редкоземельных металлах (рис.2.5).

Известно более 400 проявлений и точек минерализации, из которых около 200 разведаны с большей или меньшей степенью детальности. Более 100 месторождений твердых полезных ископаемых имеют в современных условиях высокий инвестиционный и промышленный потенциал [Мультимедийный справочник ..., 2001]. Минерально-сырьевая база Мур-

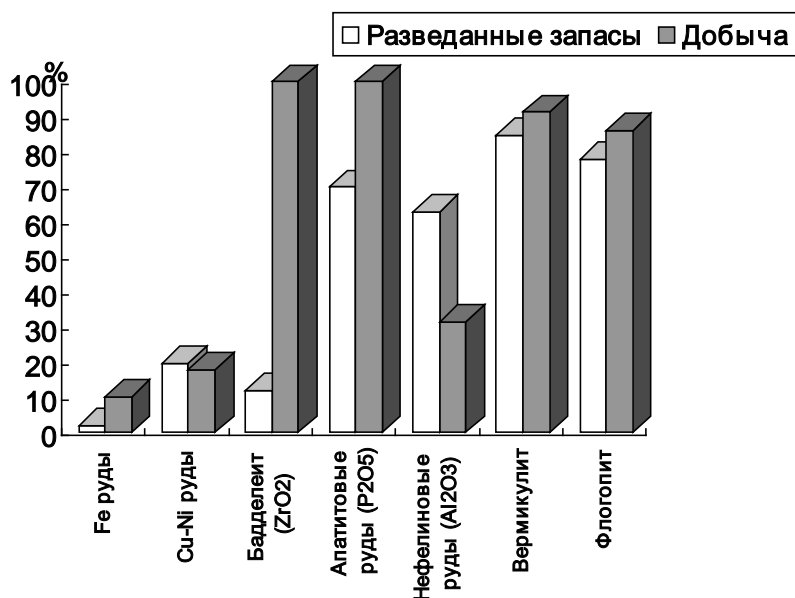


Рис.2.5. Структура запасов и добычи основных видов минерального сырья (в процентах от показателей Российской Федерации) [Афанасьев и др., 1997]

манской области уникальна: 64 химических элемента таблицы Д.И.Менделеева обнаружены в промышленных концентрациях, более 30 извлекаются горнопромышленными предприятиями. Наибольшее значение имеют руды фосфора, платины, титана, железа, алюминия, меди, никеля, циркония и других редких металлов, а также слюды и строительные материалы. На шельфе Баренцева и Печорского морей в зоне экономического влияния Мурманской области открыты богатые залежи нефти и газа, в числе которых получившее мировую известность Штокмановское газоконденсатное месторождение, с запасами более 3.0 трлн м³ газа. В Баренцевом море расположены 3 газовых (Мурманское, Северо-Кильдинское, Лудловское) и 2 газоконденсатных (Штокмановское и Ледовое) месторождения. На долю арктических морей России приходится около 85% суммарных начальных ресурсов углеводородов (от общих ресурсов шельфа страны), причем основные ресурсы сосредоточены в Баренцевом, Печорском и Карском морях [*Горно-геологической ...*, 2000]. Суммарные геологические ресурсы углеводородов шельфа Баренцева и Печорского морей оцениваются более, чем 35 млрд т у.т. [*Мультимедийный справочник ...*, 2001].

Завершены работы по уточнению глубинного геологического строения центральной части Баренцева моря, направленные на оценку перспектив нефтегазодности зоны спорной юрисдикции России и Норвегии ("серой зоны"). В результате уточнения границы области развития карбонатного шельфа, зон рифогенных построек и солянокупольных структур позднего палеозоя установлено, что плотность прогнозных извлекаемых ресурсов на изученных структурах составляет от 10-30 до 50-100 тыс. т/км² [*Горно-геологической ...*, 2000].

Минерально-сырьевая база горнодобывающих предприятий Мурманской области представлена крупнейшими (в том числе уникальными) эксплуатируемыми месторождениями апатит-нефелиновых, медно-никелевых, железных и редкометалльных руд, флогопита, вермикулита, мусковита, кварц-полевошпатового и

камнесамоцветного сырья, а также магнезиальных огнеупоров (оливиниты), запасы которых учитываются государственными балансами. Наиболее крупными горнорудными предприятиями являются: "Кольская горно-металлургическая компания", объединяющая комбинаты "Североникель" и "Печенганикель", "Апатит", "Олкон" ("Оленегорский горно-обогатительный комбинат"), "Ковдорский горнообогатительный комбинат", "Северные редкие металлы" ("Ловозерская горная компания"), "Ковдорслюда". Предприятия горнопромышленного комплекса в большинстве случаев являются градообразующими для многих городов и поселков Мурманской области, от их экономического состояния в прямой степени зависят условия жизни и благосостояния трети всего населения региона (более 300 000 человек) [Мельников, Каспарьян, 1998].

Подытоживая сведения по горнопромышленному комплексу, необходимо отметить, что практически все крупные предприятия отрасли испытывают трудности с сырьевой базой, производством и сбытом своей продукции. Обусловлено это различными причинами: устареванием парка оборудования и техники, ужесточением конкуренции в связи с интеграцией в мировое экономическое пространство, истощением высококоррелябельной части сырьевой базы и соответственно увеличением издержек при переходе к отработке глубоких горизонтов и подземной добыче полезных ископаемых. Все комбинаты прилагают активные усилия для поиска эффективных стратегических и тактических решений острых актуальных проблем. Эти усилия в первую очередь направлены на техническое переоснащение с целью снижения издержек, диверсификацию производства и ассортимента выпускаемой продукции, сертификацию и гостирование продукции, поиск и отладку высокоэффективных экономических и управленческих схем и т.д. Главным же стратегическим направлением является инновационная и инвестиционная деятельность с целью качественного улучшения и увеличения существующих сырьевых баз, а также поиска новых, в том числе нетрадиционных полезных ископаемых.

2.2. Геологический очерк

2.2.1. Краткая геолого-геофизическая характеристика строения Балтийского щита

Балтийский щит является наиболее крупным выступом раннедокембрийского кристаллического фундамента Восточно-Европейского кратона. На юге и юго-востоке поверхность кристаллического фундамента полого погружается под рифейские и фанерозойские образования

(Sorgenfrei-Tornquist zone) Польско-Германского фронта.

Основные черты строения коры Балтийского щита обусловлены историей ее формирования и последующими преобразованиями. Главные докембрийские структуры – провинции щита: Лапландско-Кольско-Карельская, Свеко-Феннская и Свеко-Норвежская (рис.2.6). Их выделение обусловлено разным временем становления континентальной коры и проявлениями различных сочетаний первичных и вторичных геологических процессов. В каждой из этих главных структур выделяется большое количество структур меньших рангов, которые здесь не рассматриваются (рис.2.7). Известным в настоящее время древним "ядром" Балтийского щита считается Водлозерская структура в юго-восточной части Лапландско-Карельско-Кольской провинции с реликтами раннеархейских (более 3.4

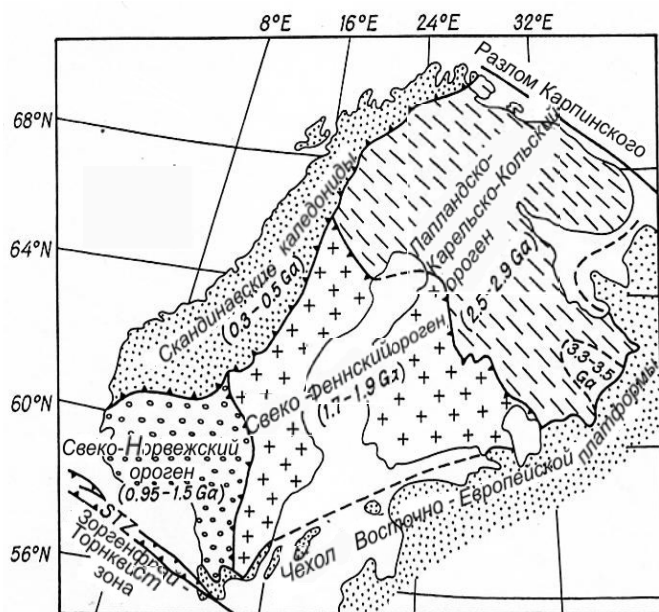


Рис.2.6. Упрощенная тектоническая схема Фенноскандии

Русской плиты. На севере и северо-востоке граница между щитом и Баренцево-морской плитой проводится условно по системе разломов Карпинского. Поверхность кристаллического фундамента здесь через ступенчатую систему разломов полого погружается на север и северо-восток. Глубина ее залегания колеблется в пределах 1-6 км, а во впадинах достигает десяти и даже 18-20 км. Некоторые исследователи предполагают отсутствие в самых глубоких впадинах кристаллических пород континентальной коры. На северо-западе Балтийский щит перекрыт аллохтонными покровами скандинавских каледонид, среди которых наблюдаются тектонические окна пород щита. С юга и юго-запада Балтийский щит ограничен системой разломов зоны Зоргенфрей-Торнквист

млрд лет) зеленокаменных поясов. В позднем архее (3.1-2.9 млрд лет) в пределах провинции происходило формирование протоконтинентальной коры, вероятно, вначале путем "обрастания" и "нарастания" протосиалических масс на более древние ядра и сгруживания их. Затем или одновременно ведущая роль перешла к процессам "рассеянного рифтинга". В результате этого к концу архея были сформированы системы гранит-зеленокаменных и гранулит-зеленокаменных областей. Они являются основой верхних уровней позднеархейской протоконтинентальной коры. В последнее время предполагается, что не только в палеопротерозое, но и в позднем архее формирование коры Карело-Кольского региона происходило в

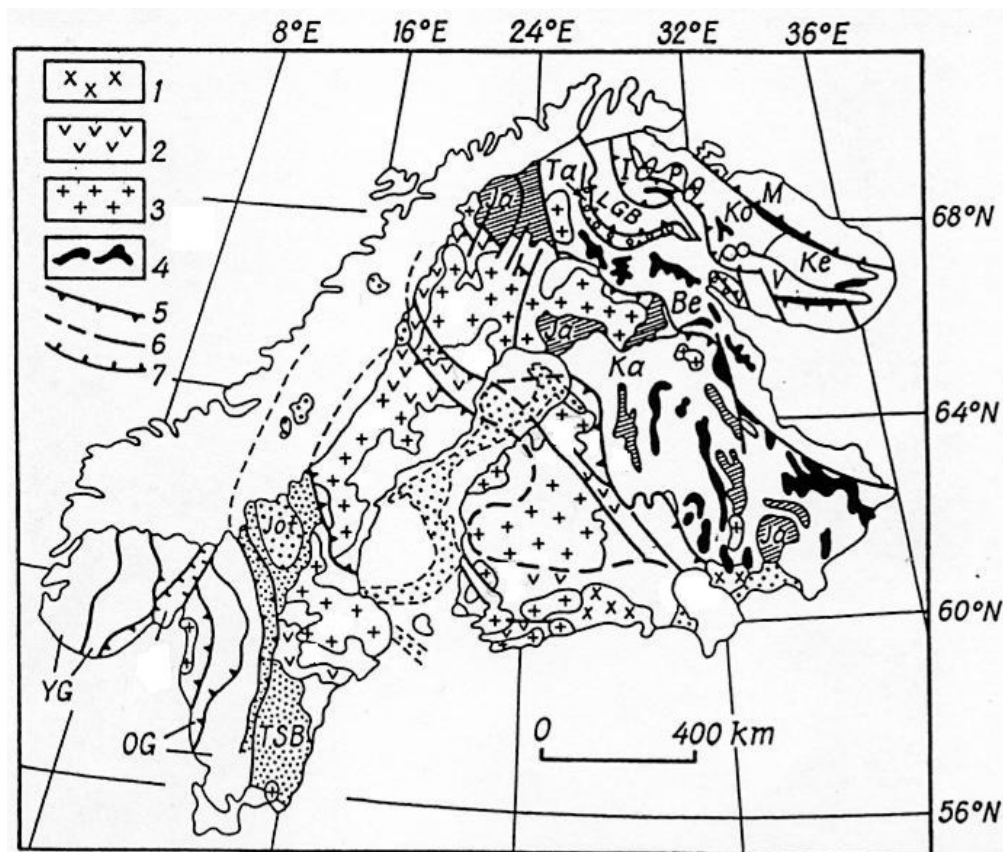


Рис.2.7. Структурно-геологическая схема Балтийского щита [A continent ..., 1992]:

1 - рапакиви граниты; 2 - островодужные вулканиты; 3 - граниты, гнейсы, мигматиты и супракрупальные породы; 4 - архейские зеленокаменные пояса; 5 - надвиги; 6 - разломы субвертикальные и с неопределенным сместителем; 7 - крутопадающие разломы. Свеко-Норвежская провинция (ороген): YG - переработанное молодое готское основание (1.55-1.50 млрд лет); OG - переработанное древнее готское основание (1.75-1.65 млрд лет); TSB - Транс-Скандинавский батолит. Свеко-Феннская провинция (ороген): Jot - йотнийские осадки (1.5-1.2 млрд лет). Лапландско-Карельско-Кольская провинция (ороген): Ka - Карельский террейн; Ja - ятулийский шельф; Be - Беломорский составной террейн; Ta - Танаэль пояс (сутура); Ko - Кольский составной террейн; LGB - Лапландский Гранулитовый пояс; I - Инари террейн; Ke - Кейвский террейн; Печенгско-Варзугский палеорифтоген (P - Печенга, V - Варзуга); M - часть Мурманского террейна (домена)

условиях режима плиттктоники [Архейские террейны ..., 2000].

В раннем протерозое происходило наращивание коры с юго-запада (в современной системе координат) и формирование новых структур и слагающих их образований в пределах Лапландско-Карельско-Кольской части щита. Поздние (людиковийские и свекофенские) деструктивные процессы на северо-востоке щита определили структурный план Коль-

ского региона [Gaal, Gorbatshev, 1987; Загородный, Радченко, 1988].

В последние годы в ГИ КНЦ РАН обосновывается новая концепция длительного и пульсационного развития северо-восточной части Балтийского щита как Кольской глубинной коллизионной структуры - "Кольского раннедокембрийского коллизииона" [Митрофанов и др., 1994; Mitrofanov et al., 1995].

Гетерогенность главных структур Балтийского щита находит свое отраже-

ние в глубинном строении литосферы щита [Строение литосферы ..., 1993; Сейсмогеологическая ..., 1997, 1998]. В результате интерпретации гравитационного поля, "сеймостратиграфических" характеристик и других физических параметров В.Н.Глазным и А.Б.Раевским была составлена трехмерная модель Балтийского щита и его обрамления с 15 двухмерными срезами с шагом через 4 км. На верхних уровнях хорошо выделяются каледонские покровы, чехол платформы и Баренцево-морской плиты и усредненные поля плотностных неоднородностей разновозрастных структур. До глубины 20 км по плотности строению различаются Свело-Норвежская и Свело-Феннская провинции. На глубинах от 20 до 54 км выделены вверху зоны грабенов и центральные части Свело-Феннской и Лапландско-Кольско-Карельской провинций, а внизу - только корневые части структур с наиболее мощной корой и плотностные неоднородности верхней мантии.

По характеру границы М и скоростным параметрам в центральной и восточной части щита выделены три "блока". Два из них - Южный и Центральный блоки в первом приближении соответствуют Свело-Феннской, а Северный - Лапландско-Кольско-Карельской провинции. В южном блоке кора сильно расслоена. Нижняя кора имеет наибольшие скорости и градиенты. Глубина залегания границы М в среднем 40 км. На глубине 9-14 км установлен высокоскоростной слой (6.5 км/с). Этот и переходный к мантии слои характеризуются тонкой слоистой структурой. Кроме того, на 15-20 км отношение Р- и S-волн аномально высокие. В центральном блоке глубина залегания поверхности М до 60 км с наличием под ней высокоскоростного блока мантии (8.5 км/с). В северном блоке глубина залегания М колеблется в пределах 42-50 км. Верхняя и средняя часть коры в этих блоках имеют почти одинаковые скоростные характеристики. В пределах Балтийского щита и его склонов максимальная глубина залегания М установлена под Латвией (63 км), в Ладожско-Ботнической зоне (63 км), в двух местах под центральной и юж-

ной Швецией (55 км) и в зоне сочленения Беломорской и Карельской структур (49 км). Уменьшение залегания М отмечается в сторону Норвежского моря (до 14 км), в юго-западной и восточной частях Балтийского щита (30-35 км) и в Баренцево-морской шельфовой зоне (до 30 км и менее).

Для верхней мантии Балтийского щита характерно слоистое строение, проявляющееся в чередовании "слоев" с разными сейсмическими скоростями, которые возрастают от 8.1 км/с на границе М до 8.8 км/с на глубине 200-300 км. Мощность литосферы обнаруживает прямую зависимость от возраста провинций - максимальная (до 230 км) в архейской части щита. Считается, что установленная многослойность структуры верхней мантии, меняющаяся по латерали, является отражением ее неоднородности.

По результатам глубинного электромагнитного зондирования А.А.Жамалетдиновым и др. [Строение литосферы ..., 1993] была установлена неоднородная структура электрической проводимости земной коры щита. Осадочный чехол платформы обладает большей и более однородной проводимостью (до 3000 сименсов), чем верхняя кора щита в целом. Коревые аномалии проводимости на щите в Лапландско-Кольско-Карельской провинции приурочены к архейским и протерозойским "зеленокаменным" структурам и обусловлены развитием в них электронно-проводящих пород - сланцев и гнейсов, содержащих графит и сульфиды, а также наличием "горизонтов" и линейных зон, насыщенных флюидами. Аномально высокое сопротивление верхнего уровня коры зафиксировано для Центрально-Кольской структуры и центральной части Карельского кратона. Оценка проводимости коры на глубинах, превышающих 10-15 км, неоднозначна. Предполагается экспоненциальное увеличение продольной проводимости с глубиной (начиная с 15-20 км) и появление первого проводящего "слоя" - на глубинах 10-14 км (трещиноватые "слои" с флюидами), 40-70 (граница М) и 200-300 км (в основании литосферы). Позднее, по результатам электромагнитного мониторинга было высказано пред-

положение о периодическом изменении удельного электрического сопротивления в верхнем "слое" коры мощностью до 7-8 км за счет "приливно-отливных деформаций". При этом, вероятно, наибольший вклад в суточные изменения электропроводности вносит промежуточный слой пониженного сопротивления с повышенной трещиноватостью и обводненностью в интервале 3-7 км. Эти экспериментальные данные могут быть объяснены в рамках дилатантно-диффузионной модели [Жамалетдинов и др., 2000].

Тепловой поток Балтийского щита как и всей Восточно-Европейской платформы, характеризуется низким (в среднем 30-40 мВт/м²) и спокойным тепловым полем в отличие, например, от сложного, контрастного и более высокого теплового поля молодой Западно-Европейской платформы [Цыбуля, Левашкевич, 1992]. Тепловое поле в первом приближении зависит от возраста геологических структур. На территории Лапландско-Кольско-Карельской архейской провинции оно ниже, чем на остальной территории. Самое низкое тепловое поле на Баренцевоморской плите и на северо-западе за континентальным уступом. Оценка теплогенерации разнородных слоев коры, коры в целом и мантии и величины мантийного потока в суммарном объеме теплового потока была сделана В.Н.Глазным и Г.Б.Скопенко [Строение литосферы ..., 1993]. Минимальные значения мантийного теплопотока характерны для юго-восточной части Сфеко-Феннской провинции и для области юго-восточного сочленения щита с платформой; повышенные значения - для северной части Западно-Европейской платформы и всей Баренцевоморской плиты и максимальные значения теплового потока - для океанической области Северной Атлантики.

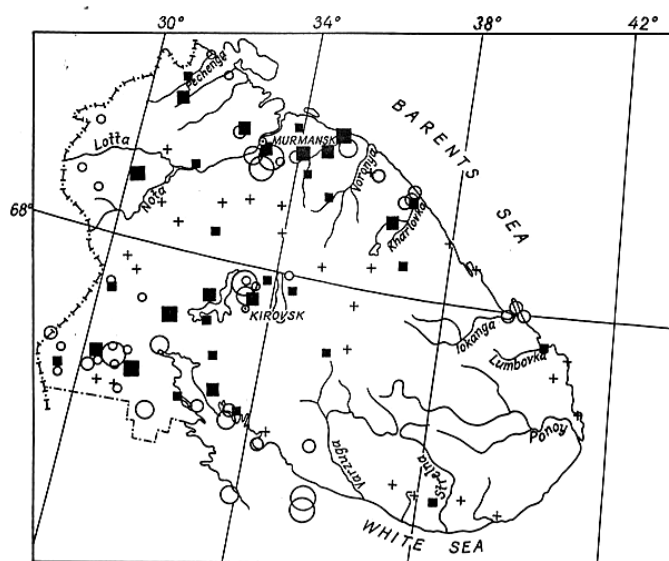
Сейсмичность Балтийского щита и сопредельных структур в целом и Кольского региона в частности (рис.2.8) достаточно объективно отражена на схемах распределения эпицентров землетрясений, зафиксированных за последние 600, 100 и 35 лет [Ананьин, 1987; Панасенко, 1993; Ahjos, 1991]. Почти все очаги землетрясе-

ний располагались неглубоко в земной коре - в пределах 5-25 км и редко глубже. Их магнитуда соответствовала 2-4 баллам и редко превышала 5 баллов. Наиболее сейсмичными являются: западная и северо-западная прибрежная полоса Скандинавского полуострова и субпараллельная ей полоса, приуроченная к подножию континентального склона Фенноскандии, которая далее простирается до архипелага Шпицберген; рифтовая зона океанических хребтов Мона и Книповича на западе и Гаккеля - на севере, а также Шпицбергенский трансформный разлом между ними; северная часть Ботнического залива; приграничные области между Свеко-Норвежской, Свеко-Феннской и Лапландско-Кольско-Карельской провинциями; Кандалакшский грабен; северо-восточная прибрежная полоса Кольского полуострова, приуроченная к разлому Карпинского; полоса северо-восточного простирания, к которой приурочены крупные палеозойские щелочные интрузивы Ловозеро, Хибины и др.

2.2.2. Главные элементы строения северо-восточной части Балтийского щита

Аннотация геологической карты

Геологическая карта (Приложение № 1, 2) сделана на основе новой версии "Геологической карты северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500000, которую составил в 1993 году коллектив авторов Геологического института КНЦ РАН: В.В.Балаганский, А.А.Басалаев, О.А.Беляев, В.И.Пожиленко, А.Т.Радченко, М.К.Радченко под руководством главного редактора Ф.П.Митрофанова. По своему содержанию она является уменьшенной, незначительно схематизированной и частично дополненной копией. В ней соблюдены основные положения легенды и главные принципы составления базовой геологической карты масштаба 1:500000 [Объяснительная записка ..., 1994], которая была опубликована в 1996 году [Геологическая карта ..., 1996]. На карте (Приложение №1) отображены реально существующие геологические тела определенного состава



1. + 1-2; ■ 2-4; ■ 4-6; ■ >6
 2. ○ M < 3; ○ 3 < M < 4; ○ 4 < M < 5; ○ M > 5

Рис.2.8. Схема размещения максимумов палеосейсмодислокаций (1) и эпицентров современных землетрясений (2) на территории Кольского полуострова [Geology of ..., 1995]:

1 – максимумы концентраций палеосейсмодислокаций (цифрами указана плотность сосредоточения палеосейсмодислокаций); 2 – эпицентры землетрясений, зарегистрированных с 1497 по 1991 гг. (M – магнитуда землетрясений)

ва, которые имеют ясные границы, отличаются друг от друга по составу, строению или возрасту и которые можно было отобразить в масштабе карты (не менее 1 мм). Из внескальных геологических тел отображены только наиболее важные - например, диатремы (и то - частично). На карте выделены цветом и положением в колонках разные по генезису и составу породы - супракрустальные (осадочные, осадочно-вулканогенные и вулканогенные), интрузивные и неопределенного генезиса, а также нестратифицированные ассоциации. В тех случаях, когда отображенные на карте тела имеют неоднородное или слоистое строение, они окрашивались цветом преобладающего типа пород - осадков или вулканитов основного, среднего или кислого состава и др. Все они расположены в колонках по возрасту (сверху-вниз от молодых к древним). Породы неопределенного возраста помещены в колонках наиболее вероятного для

них интервала формирования или полного породного преобразования (Приложение № 2). В основу определения генезиса пород положены прямые признаки - текстуры и структуры, и косвенные - петрохимический состав, геохимические и изотопные особенности и другие свойства. Генезис большинства литотипов архейских и некоторых раннепротерозойских пород определен по косвенным признакам, что, собственно, вызывает много противоречий. Особенно это касается инфракрустальной или супракрустальной природы гранулитовой и мигматитовой ассоциаций. Возрастная последовательность супракрустальных и интрузивных пород установлена по непосредственным геологическим взаимоотношениям, а также в соответствии с изотопными возрастами реперных геологических объектов.

Изотопные возраста архейских разновозрастных интрузивных пород и метавулканитов зеленокаменных поясов укладываются в интервал 2930-2556 млн лет. При этом даже модельные Rb-Sr- и Sm-Nd-возрасты протолитов самых "древних" гранитоидов и гнейсов не превышают 2.95 млрд лет. Это обстоятельство пока не позволяет выделить на Кольском полуострове образования древнее позднеархейских.

Правомерность выделения пород нижнего и верхнего протерозоя подтверждается геохронологическими и биостратиграфическими данными. Разногласия, иногда значительные, существуют в их стратификации и корреляции. Они частично отражены в последующих главах. Палеозойские возрасты пород подтверждены изотопными возрастами интрузивов и находками руководящих органических остатков флоры в осадках. Мезозойские и кайнозойские образования не от-

ражены на карте и в легенде. Описание их приводится далее.

Мелкий масштаб карты не позволил в необходимом объеме отобразить немасштабные и разновозрастные интрузивы и дайки, но краткие указания об их распространении приводятся в соответствующих главах. Недостаточная насыщенность структурных данных на карте также частично восполняется при описании разновозрастных формаций и структур.

Основные структурно-тектонические элементы региона

Кольский регион является северо-восточной частью Балтийского (Фенноскандинавского) щита или северо-восточным фрагментом Лапландско-Кольско-Карельской провинции. Его современная геологическая структура отражает суммарный эффект многочисленных эндогенных и экзогенных процессов, начиная с архея и кончая кайнозойем.

На основании ряда геолого-петрологических данных и интерпретаций геофизических результатов Ф.П.Митрофанов полагает [Митрофанов и др., 1986; Виуанов et al., 1995; Митрофанов и др., 1997], что большая часть первичного вещества (протолитов доменов Кольского региона) является средне-коровым базит-анортозит-гранулитовым веществом, обдуцированным и многократно трансформированным плутоно-метаморфическими процессами. Примером таких трансформаций может служить длительная пульсационная история преобразований гранатовых анортозитов [Митрофанов и др., 1993], эндербит-чарнокитов и гранулитов, составляющих в сумме значительный породный объем доменов. Авторы-соавторы "Геологической карты Кольского региона" [1996] придерживаются иной точки зрения на первичную природу некоторых образований этих доменов и для части из них аргументировано предполагают первично вулканогенно-осадочные протолиты.

Очень важным для геологии архея Кольского региона является установленный факт отсутствия в регионе раннеархейских образований, т.е. пород

древнее 3.1 млрд лет [Timmerman, Daly, 1995]. Попытки выявить их разными методами изотопного датирования не увенчались успехом. Пока выявлены только детритовые цирконы с возрастом более 3.1 млрд лет в гранулитогнейсах Умбинского блока [Бриджуотер и др., 1999]. Это обстоятельство оставляет надежду на обнаружение в Кольском регионе раннеархейских нуклеусов типа Водлозерского домена Карелии, вероятнее всего, в пределах Мурманского и Кольского террейнов.

Наиболее ранние корообразующие процессы в регионе являются позднеархейскими. В интервале 2.9-2.5 млрд лет в позднем архее в результате многоэтапных процессов были сформированы гранулиты и гнейсы умеренных давлений, эндербиты и тоналиты, вулканы, включая коматииты, осадки, содержащие железистые кварциты и базит-ультрабазитовые интрузии, а несколько позднее образовались анортозиты, монцитониты, граниты, аплиты и пегматиты.

Геология Кольского региона характеризуется наличием коллажа многочисленных малых террейнов, значительно различающихся по вещественному составу; пологими границами многих террейнов и глубинных разломных зон; наличием автономных анортозитов, большого количества гранулитов и чарнокит-эндербитов, крупных массивов щелочных пород; достаточно мобильной геодинамикой региона в течение всей геологической истории [Митрофанов и др., 1997].

Ведущие элементы геодинамики раннего докембрия Кольского региона намечены в статьях [Митрофанов и др., 1986, 1997]. Суть этой модели можно свести к следующему: выделяются супракрустальные зеленокаменные пояса, гнейсовые террейны, коровые астеносферные (мигматитовые) и нижнекоровые подастеносферные (гранулитогнейсовые) линзовые домены.

Геология раннего протерозоя (2500-1600 млн лет назад) рассматривается во многих работах последних лет как эра переходного геодинамического режима и основывается на детальных исследованиях палеорифтогенных структур Печенги и

Имандра-Варзуги и смежных (комплементарных?) с ними Лапландского и Колвицкого Гранулитовых поясов и Беломорской подвижной зоны. Предполагается, в этой связи, наряду с внутриконтинентальным рифтингом проявление внутрикоровых латеральных и радиальных перемещений вещества в сумии, ятулии и в свекофеннский период палеопротерозойского цикла рифтинга и коллизии, а также полицикличность геодинамических режимов, подтверждаемая цирконовой геохронологией образования и преобразований габбро-анортозитов, чарнокит-гранулитовых ассоциаций и многоактностью метаморфизма, образования даек, гранитных интрузий, пегматитов и др. В последнее время выделяются объекты докембрийской и палеозойской плюм-тектоники. В качестве реперных объектов этих геодинамических режимов представляются массивы габбро-анортозитов, расслоенные интрузии и щелочные породы разного возраста.

Результаты исследований последних лет свидетельствуют о наличии в раннем протерозое длительной единой геодинамической системы, проявляющейся в режиме растяжения – сжатия. Этот период начался в условиях косоугольного сдвига на этапе 2.5-2.4 млрд лет назад; на позднем этапе (2.0-1.9 млрд лет назад) он сменяется режимом полной коллизии. Это и привело, в конечном счете, к формированию Кольского коллизииона [Mitrofanov et al., 1995; Митрофанов и др., 1997] или палеопротерозойского Лапландско-Кольского орогена [Daly et al., 1999, 2001; Балаганский и др., 1998]. Таким образом, главные особенности структуры Кольского региона были сформированы в свекофеннский этап раннего протерозоя.

На основе подготовленной к публикации в 1992 году "Тектонической карты северо-восточной части Балтийского щита" м-ба 1:500 000 (составители А.Т.Радченко и В.И.Пожиленко) и "Геологической карты Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) м-ба 1:500 000", составленной в 1994 году [Геологическая карта ..., 1996], была составлена схематическая мелкомасштабная "Геолого-структурная карта Кольского

региона", впервые опубликованная в книге [Geology of ..., 1995] (рис.2.9). В соответствии с [Объяснительная записка..., 1994], на ней выделены супракрустальные, нестратифицированные и интрузивные породы. Первые (метаосадочные и метавулканогенные породы архея и нижнего протерозоя), в основном, слагают зеленокаменные пояса и палеорифтогены. Вторые (гнейсо-гранулиты, тоналитовые гнейсы и гнейсо-мигматиты в основном допротерозойского возраста) распространены, в основном, в доменах.

В пределах Кольского региона традиционно выделяются наиболее крупные структуры, контактирующие по зонам тектонических разломов, которые рассматривались в ранге блоков, мегаблоков, доменов либо террейнов - Мурманский, Кольский, Беломорский и Карельский. Кроме них, выделяются структурные зоны: зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья, Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс и Печенга-Варзугский палеорифтоген. Указанные выше структуры, в свою очередь, подразделяются на более мелкие, со спецификой в составе, строении и истории развития. Перечень главных структурно-тектонических элементов приведен на рис.2.9.

Стратиграфическая последовательность супракрустальных образований

Исходя из многолетнего опыта можно утверждать, что проблема стратиграфического расчленения и корреляции супракрустальных пород является одной из сложнейших проблем геологии Кольского региона. Она обсуждалась в многочисленных статьях и монографиях. Результаты обобщения отображены на карте [Геологическая карта ..., 1996] и приведены в работе [Объяснительная записка ..., 1994]. Сложность стратиграфического расчленения и корреляции верхнеархейских образований объясняется очень редкими находками, а чаще – полным отсутствием структурно-текстурных признаков первичной природы пород, кровли или подошвы слоев, пачек и разрезов, а также сложными структурно-метаморфическими

и значительными вещественными преобразованиями пород. В таких случаях можно опираться только на структурные признаки и геохронологические данные.

Нижнепротерозойские породы поддаются стратиграфическому расчленению несколько легче, так как в них первичные признаки сохранились повсеместно. При расчленении разрезов нижнепротерозойских, а также верхнепротерозойских и фанерозойских пород кроме литологических [Негруца В., Негруца Т., 1988; и др.] и геохронологических методов применяются и биостратиграфические методы [Любцов и др., 1989]. В основе расчленения фанерозойских пород лежит палеонтологический метод.

Верхнеархейские образования

К верхнеархейским литостратиграфическим комплексам относятся: комплекс основания, нестратифицированный кольско-беломорский комплекс, стратифицированный комплекс [Объяснительная записка ..., 1994].

Комплекс основания выделяется пока недостаточно аргументировано, лишь на основании геолого-структурных и изотопных данных и радиологических возрастов. Он сложен в основном серыми биотитовыми гнейсами и мигматитами тоналит-грондземит-гранодиоритового

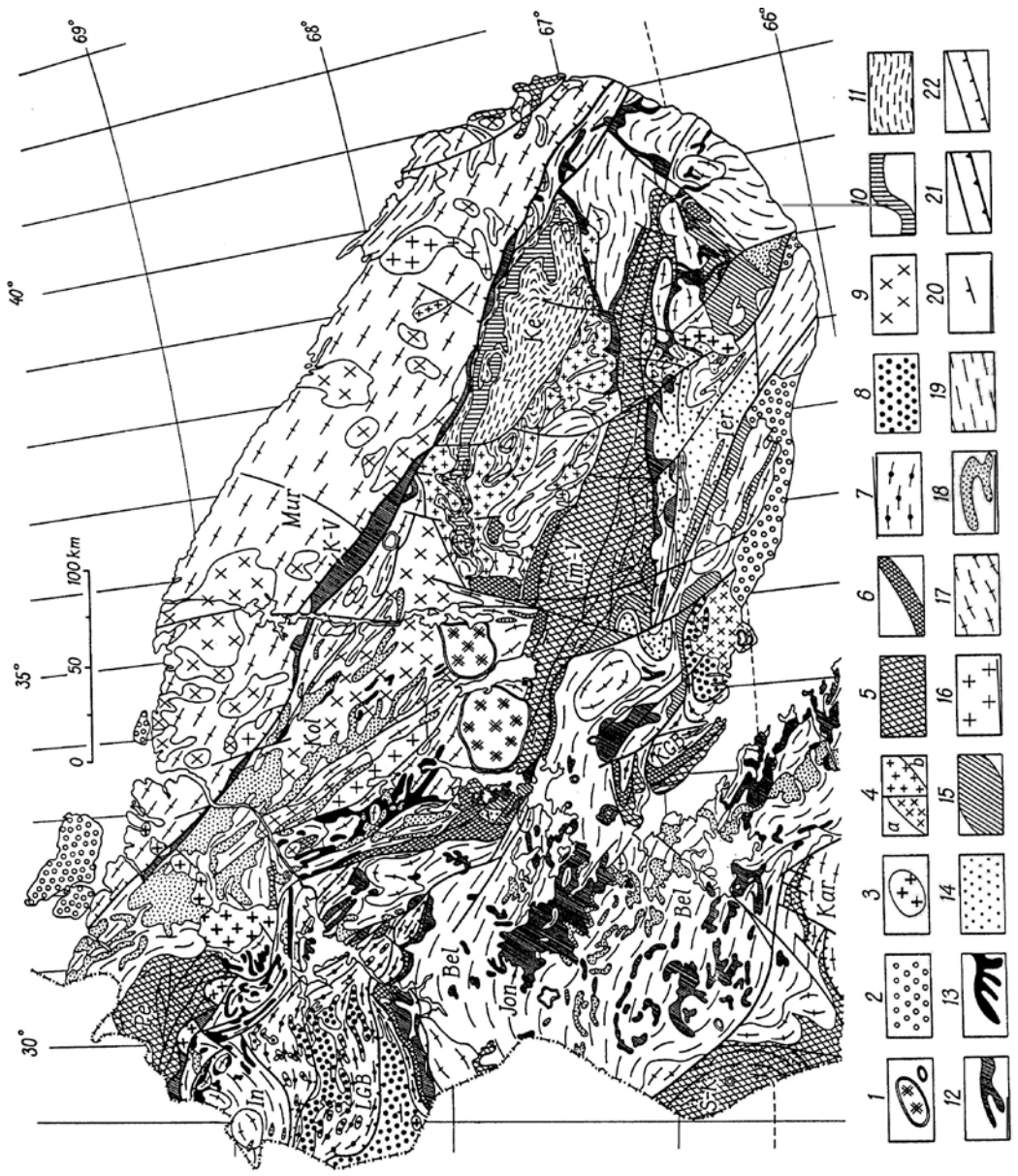
состава. Амфибол- и пироксенсодержащие гнейсы встречаются редко. Амфиболиты в виде линз, обособлений и, реже, пластовых тел составляют не более 1% от объема пород комплекса основания. Комплекс основания полиметаморфический и метаморфизован изофациально с гнейсами "вышележащих" толщ в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации. В нем неоднократно проявлены ультраметаморфические преобразования. Породы не стратифицируются. Возраст их протолита не превышает 3.0 млрд лет.

Образования, отнесенные к кольско-беломорскому нестратифицированному комплексу, слагают крупные геологические тела, имеют наиболее вероятную супракрустальную первичную природу, залегают выше комплекса основания, но являются, вероятно, более древними, чем образования зеленокаменных поясов позднеархейского возраста. К этому комплексу относится большая часть гнейсов кольской и беломорской серий. В ряде случаев эти образования поддаются стратиграфическому расчленению. По строению разрезов выделяют четыре типа породных ассоциаций:

- парагнейсы по терригенным породам;

Рис.2.9. Геолого-структурная карта Кольского региона Балтийского щита [Geology of ..., 1995]: Террейны (блоки или домены): Муr - Мурманский, Ко1 - Кольский, Ве1 - Беломорский, Тер - Терский, Ке - Кейвский, Ин - Инари. Пояса: Јоп - Енский, К-У - Колмозеро-Воронья (архейские зеленокаменные); LGB - Лапландский, KGB - Кандалакшско-Ковицкий (гранулитовые); Ре - Печенга, Ит-У - Имандра-Варзуга (рифтогенные, раннепротерозойские). 1 - контуры палеозойских интрузий; 2 - осадочные породы верхнего протерозоя; Ранний протерозой: 3 - граниты, гранодиориты и диориты; 4 - чарнокиты, граниты (а), щелочные граниты, в т.ч. позднеархейские в Кейвах (б); 5- вулканогенно-осадочные породы; 6 - анортозиты, габбро-анортозиты (в Кейвах - архейские), габбро, пироксениты, перидотиты; ранний протерозой (или поздний архей ?): 7 - гранулиты основного и среднего состава; 8 - кислые гранулиты. Поздний архей: 9 - гранодиориты, диориты и эндербиты; 10 - глиноземистые и суперглиноземистые гнейсы и сланцы; 11 - кислые гнейсы; 12 - фрагменты зеленокаменных поясов (гнейсы, амфиболиты и метакоматиты); 13 - фрагменты железорудной формации (гнейсы, амфиболиты и железистые кварциты); 14 - гнейсы и сланцы; 15 - гнейсы и амфиболиты; 16 - гранодиориты и диориты; 17 - плагиограниты и гранито-гнейсы; 18 - кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 19 - гранито-гнейсы, гнейсы, мигматиты и редко амфиболиты; 20 - элементы залегания; 21 - субвертикальные разломы и пологие надвиги, разделяющие протерозойские террейны; 22 - субвертикальные разломы и надвиги разной иерархии. Номера в кружочках обозначены типовые разрезы, приведенные в книгах [Объяснительная записка ..., 1994; Geology of the ..., 1995]: 1 - Кейвский, 2 - Колмозерский, 3 - Ура-зуба, 4 - Каскама, 5 - Корва, 6 - Ар-Варенч, 7 - Воче-Ламбина, 8 - Енский, 9 - Ковдозеро, 10 - Терский

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ
 Геологический очерк



- орто- и парагнейсы, амфиболиты и кальцифиры;

- орто- и парагнейсы, амфиболиты и железистые кварциты;

- орто- и парагнейсы, амфиболиты, метавулканиды среднего состава с месторождениями железистых кварцитов.

Породы претерпели полициклические деформационные и метаморфические преобразования в условиях метаморфизма от амфиболитовой до гранулитовой фации. Возраст протолитов образовавшихся гнейсов не превышает 3.0 млрд лет. К стратифицированным комплексам отнесены верхнеархейские (лопийские) супракрустальные породы. Они слагают как небольшие фрагменты структур, так и обширные площади и представлены в основном гнейсами, сланцами и амфиболитами и отображены на сводных стратиграфических колонках (рис.2.10). Выделяются участки, тела и толщи, различающиеся разными наборами породных ассоциаций или преобладанием одной или двух разновидностей пород.

К этим комплексам применимы литологические методы стратиграфического расчленения, так как почти повсеместно определяется их первичное осадочное или вулканогенное происхождение. В ряде случаев устанавливается "верх – низ" разреза и первичное соотношение его частей. Породы были неоднократно метаморфизованы и деформированы, но первый метаморфизм они претерпели в амфиболитовой фации в позднем архее.

Несмотря на это, в ряде разрезов

легко распознаются метаосадки (ритмично-слоистые и тонкополосчатые метапеллиты, гравелиты, конгломераты однородные и с градационной слоистостью, конгломератобрекчии) и метавулканиды (туфы, лаво-брекчии, пиллоу-лавы, миндалекаменные базальты и андезиты, коматииты со структурами спинифекс). В ряде случаев разрезы расчленяются на серии, свиты, горизонты, толщи и слои. Наиболее полный и хорошо стратифицированный разрез представлен в Кейвской структуре, менее представлен и хуже изучен разрез зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. В остальных позднеархейских структурах разрезы стратифицированы достаточно условно.

Тем не менее, все стратиграфические обобщенные колонки (см. рис.2.10), составленные по частным структурам, имеют ряд общих признаков. Один из них - подобие, выраженное в трех-, четырехчленном делении разреза. При этом каждая часть колонки, а также общие части коррелируемых колонок кроме признаков сходства имеют и различия по вещественному составу.

Первая часть выделяется в низах разрезов и является существенно метатерригенной.

Вторая часть слагает средние уровни разрезов. В ней преобладают метавулканиды основного и среднего состава. Метавулканиды кислого состава встречаются в меньших количествах. По строению второй части сводных страти-

Рис.2.10. Стратиграфическая корреляция обобщенных стратиграфических разрезов верхнеархейских стратифицированных комплексов супракрустальных образований:

Разрезы: 1 - кейвский, 2 - оз.Колмозеро, 3 - урагубский, 4 - г.Каскама, 5 - г.Корва, 6 - г.Ар-Варенч, 7 - залив Воче-Ламбина, 8 - ёнский, 9 - ковдозерский, 10 - терский [Объяснительная записка ..., 1994]; ортоамфиболиты и ортогнейсы: 1 - по коматиитам; 2 - по базальтам и их туфам; 3 - по андезитобазальтам и их туфам; 4 - по андезитам и их туфам; 5 - по риолитам и дацитам (а) и их туфам (б); парагнейсы: 6 - биотитовые; 7 - слюдяные; 8 - кварцевослюдяные; 9 - гранатовые; 10 - ставролитовые; 11 - кианитовые; 12 - кианит-углеродистые; 13 - известковистые метапесчаники; 14 - карбонатные породы; 15 - метакварциты; 16 - метаконгломераты и метаконгломератобрекчии; 17 - железистые сланцы; 18 - железистые кварциты; волнистая линия - несогласие; мало-мощные тела показаны вне масштаба. Сокращения: ур - уровень, "км" - комплекс, св - свита. Свиты: klv - коловайская, kn - кинемурская, cr - червуртская, vh - выхчуртская, ps - песчовотундровская, vr - вороньетундровская, ar - арваренчская, psc - песчовая, bz - безьямянная, vz - высокоземельская

графических колонок, выделяются условно три типа разрезов – колмозерский, кейвский и енский.

Третья часть разрезов имеет региональное распространение. Образования этой части часто с несогласием перекрывают нижележащие толщи и представлены в основном сланцами по осадочным и вулканогенным породам андезито-дацитовых, дацитовых и риолито-дацитовых серий, сформированным в орогенную стадию развития региона. В строении третьей части коррелируемых разрезов много общих признаков, но есть и различия. Четвертая часть (завершающая) расчлененных разрезов позднеархейских стратифицированных комплексов отмечается только в Кейвской структуре и в зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья.

Образования этой части разрезов с несогласием (иногда с корой выветривания в основании) перекрывают нижележащие породы и представлены метаосадочными высокозрелыми и высокодифференцированными породами, которые были сформированы в позднем архее в протоплатформенный этап развития региона. Предложенный вариант литостратиграфической корреляции сводных разрезов и их частей в значительной степени условен. Но он имеет право на существование до тех пор, пока необходимое количество данных по изотопному возрасту коррелируемых реперных пород не позволит провести хроностратиграфическую корреляцию. В основе литостратиграфического принципа корреляции в данном случае лежит несколько предположений: зеленокаменные пояса в разных структурных зонах развивались синхронно; все структуры Кольского региона одновременно пережили в позднем архее орогенную, а затем и протоплатформенную стадии развития. К нестратифицированным комплексам неопределенного возраста отнесены метаморфические породы, возможности стратиграфического расчленения которых крайне ограничены, а возраст и генезис их проблематичны. По ряду признаков часть из них может

иметь раннепротерозойский (лопийский) возраст, другая часть - позднеархейский. У большинства пород этой группы есть признаки супракристалльного происхождения. Вопрос о происхождении некоторых из них, например, гранулитов, остается открытым.

К нестратифицированному комплексу отнесены: 1) толщи гранулитов основного и среднего состава и толщи кислых гранулитов Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса; 2) толщи слюдяных, хлорит-амфиболовых и углеродистых сланцев с амфиболитами и кварцитами, расположенные в зоне южного тектонического контакта центральной части Имандра-Варзуги с Терским блоком; 3) тальинская толща двуслюдяных и кварц-полевошпатовых сланцев юго-западной части Южной зоны Печенги.

Нижнепротерозойская группа

Нижнепротерозойские супракристалльные образования в ранге карельского комплекса наиболее полно представлены в Печенга-Имандра-Варзугской структуре. Менее полными разрезами сложены Пана-Куоляярвинская, Кукаозерская, Усть-Понойская структуры и район хребта Серповидного в Кейвской структуре (рис.2.11). Использовать прямые структурно-геологические методы корреляции в данном случае невозможно, так как перечисленные структуры разрознены. Поэтому корреляция разрезов вышеперечисленных структур проводилась по признакам сходства (или подобия) в строении и составе разрезов (метод аналогий).

Кроме того, в качестве корреляционных использовались признаки, основанные на предпосылке о региональном характере специфических (климатических, аквальных и др.) условий литогенеза:

- наличие водорослевых горизонтов, тиллитов, кор выветривания;
- изменение солености палеобассейнов;
- смена гумидных условий на аридные на рубеже сариолий-ятулий (в

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ
 Геологический очерк

Пана-Куолаярвинский
 синклиорий // Pana-Kuo-
 lajarvi synclinorium

Район оз. Кукас // Kukas Lake area
 западная часть
 Western part

Восточная часть
 Eastern part

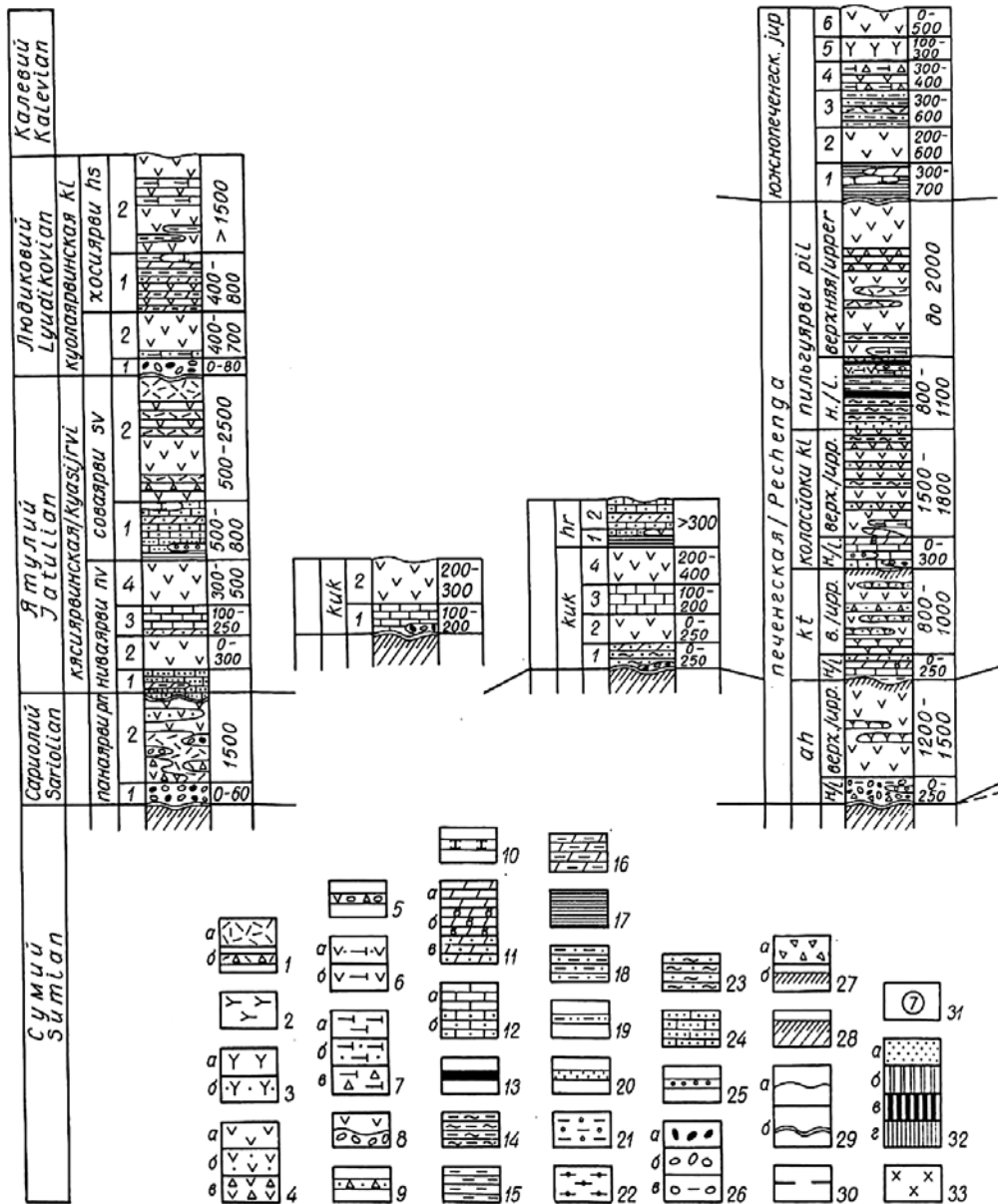
Печенгский син-
 клиорий // Pechen-
 ga synclinorium

сер./Gr	св./Fm	мл./Mb	1	млц./ItH	(M/m)
---------	--------	--------	---	----------	-------

сер./Gr	св./Fm	мл./Mb	2	млц./ItH	(M/m)
---------	--------	--------	---	----------	-------

сер./Gr	св./Fm	мл./Mb	3	млц./ItH	(M/m)
---------	--------	--------	---	----------	-------

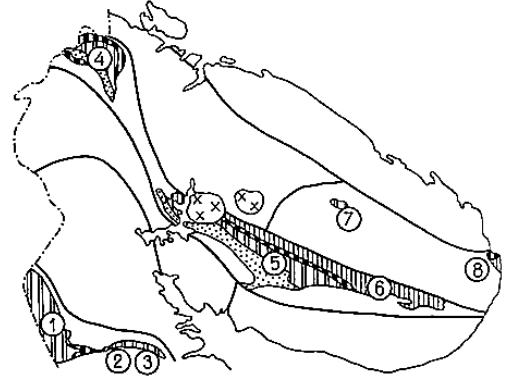
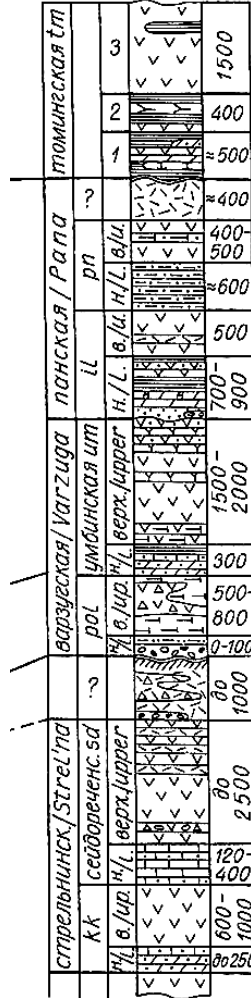
сер./Gr	св./Fm	мл./Mb	4	млц./ItH	(M/m)
---------	--------	--------	---	----------	-------



Имандра-Варзугский синклиорий
Imandra-Varzuga synclinorium
Зап. часть / Western Вост. часть / Eastern

сер./Gr	св./Fm	мл./Mb	5	мл./th	(M/m)
---------	--------	--------	---	--------	-------

сер./Gr	св./Fm	мл./Mb	6	мл./th	(M/m)
---------	--------	--------	---	--------	-------



Район хребта Серповидный // Serpovidnyi Ridge area

сер./Gr	св./Fm	мл./Mb	7	мл./th	(M/m)
---------	--------	--------	---	--------	-------

Район устья реки Поной // Ponoy River Mouth area

сер./Gr	св./Fm	мл./Mb	8	мл./th	(M/m)
---------	--------	--------	---	--------	-------

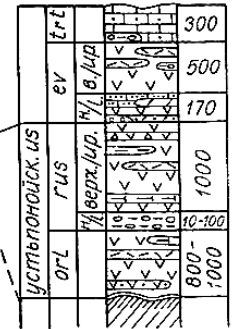
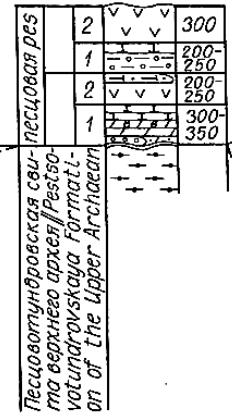


Рис.2.11. Сводные стратиграфические колонки карельского комплекса Кольского полуострова и Северной Карелии [Объяснительная записка ..., 1994]:

1 - метаэффузивы кисло-среднего состава: а - риолиты, дацитовые, андезито-дацитовые и порфириды, б - их туфы и туфобрекчи; 2 - субщелочные и щелочные метавулканиды: андезиты и трахиандезиты; 3 - метаэффузивы среднего состава: а - андезитовые и андезито-базальтовые порфириды, б - их туфы и туфобрекчи; 4 - метаэффузивы основного состава: а - диабазовые и базальтовые метапорфириды, метадиабазы, б - их туфы, в/кластичес. породы - лавобрекчи, кластолавы, туфобрекчи; 5 - горизонт ксенокластолава и ксенотуфов; б - туфы основного и пикритового состава с прослоями туфосланцев и эффузивов (а), переслаивание эффузивов основного и ультраосновного состава (б); 7 - метаэффузивы ультраосновного состава: а - пикритовые метапорфириды, б - их туфы, в - туфобрекчи; 8 - переслаивание и постепенный переход между осадочными и вулканогенными толщами; 9 - туфогенно-осадочный горизонт: вулканические бомбы, туфоконгломераты, метапсаммиты, метаалевролиты; 10 - метасилициты; 11 - известняки и доломиты, частью красноцветные (а), с остатками биогерма (б), высококарбонатные метапсаммиты, песчаные известняки и доломиты (в); 12 - кварциты, серицитовые кварциты (а), полевошпаткварцевые и кварцевые метапесчаники (б); 13 - высокоуглеродистые сульфидные сланцы; 14 - ритмично-слоистые граувакковые метаалевролиты (серицит-хлоритовые сланцы) с углеродистым веществом; 15 - хлоритовые сланцы (метапелиты и граувакковые метаалевролиты), иногда слабоуглеродистые; 16 - карбонат-хлоритовые сланцы (граувакковые метаалевролиты и субграувакковые метапсаммиты); 17 - алевропелитовые сланцы, песчаные алевропелиты, филлиты, туфосланцы, иногда углеродсодержащие; 18 - кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые сланцы (метаалевропелиты), иногда с мало мощными прослоями метапесчаников и карбонатных пород; 19 - серицитовые и хлорит-серицитовые сланцы (первично гидрослюдистые и хлорит-гидрослюдистые метапелиты); 20 - субграувакковые гравелиты, субграувакковые, граувакковые метапсаммиты и метаалевролиты; 21 - двуслюдяные сланцы со ставролитом и гранатом; 22 - мусковит-кварцевые, двуслюдяные сланцы, иногда ставролитсодержащие; 23 - биотит-амфиболовые сланцы, параамфиболиты, иногда с гранатом, с мало мощными прослоями доломитов; 24 - аркозовые метапсаммиты и метаалевролиты; 25 - грубозернистые псаммиты, гравелиты; 26 - конгломераты: а - полимиктовые, б - олигомиктовые, в - с туфовым цементом; 27 - элювиально-делювиальные брекчи и слабоокатанный валунно-галечный материал (а), коры выветривания (б); 28 - граниты и гнейсы фундамента карельского комплекса; 29 - перерывы: а - внутри отделов, б - между отделами и комплексами; 30 - корреляционные линии хроностратиграфических уровней; 31 - номера сводных стратиграфических колонок и положение их на схеме (в верхнем правом углу); на схеме: 32 - положение надгоризонтов: а - калевийского, б - людиковийского и ятулийского, в - сарилийского, г - сумийского; 33 - палеозойские щелочные массивы; сер. - серия; св. - свита: kik - кукаозерская, ah - ахмалахтинская, kt - куэтсъярвинская, kk - кукушинская, pol - полисарская, il - ильмозерская, rp - панареченская, orl - орловская, rus - русингская, ev - евстифеевская, trt - трехостровская; тл. - толща: н. - нижняя, в. и верх. - верхняя; мц. - мощность

разрезах появляются красноцветы) и аридных на гумидные на рубеже ятулий-людиковий (в разрезах появляются породы углеродисто-черносланцевой формации).

Карельский комплекс разделен на три отдела.

Нижний отдел объединяет парные свиты, состоящие из осадочной и вулканогенной подсвит, разделенных резкой границей. В некоторых стратиграфических схемах подсвиты выделе-

ны в ранге свит. Нижний отдел является кольским стратотипом карельского сумия. Он слагает нижние части разрезов на северо-востоке Имандра-Варзуги (пурначская серия, кукушинская и сейдореченская свиты) и участки на западе структуры в районе Риж-губы и горы Ар-Варенч (кукушинская свита). Состав метавулкаников нижнего отдела меняется от слабодифференцированных платобазальтов (пурначская серия и кукушинская свиты) до дифферен-

цированной серии, представленной дацит-андезитами, андезит-базальтами, базальтами, пикритобазальтами и пикритами сейдореченской свиты.

По сходству строения, состава и положения в региональных структурах и соотношению с архейскими комплексами к сумийским образованиям отнесены толщи амфиболитов (метавулканитов) иногда с метатерригенными породами: кандалакшская толща, залегающая в основании аллохтонов Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса, карека, кеулик-кинерим и корватундровская.

Средний отдел карельского комплекса, являющийся кольским аналогом сариолия, ятулия и людиковия, в обобщенном виде также сохраняет двучленность строения и установлен во всех раннепротерозойских структурах (печенгская, варзугская серии и др.). Формационный состав вулканитов среднего отдела меняется от андезит-базальтов в нижних частях до трахибазальтов в средних частях и толеитовых базальтов и ферропикритов - в верхних частях разрезов. Основным петрохимическим признаком среднего отдела является повышенная щелочность вулканитов в средних частях разрезов (умбинская и куэтсьярвинская свиты), а литологическим - наличие пород сланцевых, флишоидных и карбонатных формаций среди осадочных свит (или подсвит). Строение верхнего отдела (южно-печенгская и томингская серии) карельского комплекса сильно осложнено в результате проявления разнообразных деформаций (складчатости, надвигов, разрывов и т.д.). Верхний отдел является аналогом карельского калевиа и представлен очень пестрыми разрезами, отличительным признаком которых является наличие в них пород углеродистосланцевых формаций. Состав вулканитов верхнего отдела изменялся (снизу вверх по разрезу) от пикрит-базальт-андезитовых формаций до андезит-дацит-риолитовых и дацит-риолитовых.

Верхнепротерозойская группа

Верхнепротерозойские литифицированные осадочные горные породы широко распространены в акваториях Баренцева и Белого морей, они также слагают эрозионные останцы на побережье острова Кильдин, полуостровов Рыбачий и Средний (Приложение №1) [*Объяснительная записка ...*, 1994; *Геологическая карта ...*, 1996; *Lybthov et al.*, 2000]. На полуостровах Рыбачий и Средний они представлены наиболее полными разрезами, залегающими на позднеархейских породах. В базальных конгломератах гальки состоят из позднеархейских и раннепротерозойских пород. Породы верхнего протерозоя прорваны палеозойскими дайками и диатремами.

Верхнепротерозойские породы представлены верхнерифейскими отложениями, включающими рыбачинскую, кильдинскую и волоковую серии в составе 13 свит на полуостровах Средний и Рыбачий и острове Кильдин, а также турьинскую, терскую и чапомскую свиты на Терском берегу. Стратиграфическое расчленение разрезов верхнепротерозойских пород было проведено литологическими методами (рис.2.12).

Толщи верхнепротерозойских пород хорошо разделяются на уровни, пачки, горизонты, свиты и серии. Тем не менее, трудно коррелировать между собой разрозненные разрезы (стратиграфические колонки) конкретных структур. Но еще труднее коррелировать сводные разрезы (колонки) Кольского региона с близкими по возрасту разрезами Северной Норвегии, Тимана и Урала. Корреляция разрезов проводится методом сопоставления наборов микрофоссилий, водорослевых строматолитов и пород, свидетельствующих о глобальных изменениях климата, аквальных и других условий (карбонатные породы, образовавшиеся в условиях пересыхающих лагун, тиллиты и др.), т.е. по климатическим факторам [*Lybthov et al.*, 2000].

Верхнепротерозойские породы острова Кильдин представлены пестроцветными, с разным типом слоистости, осадками двух неполных трансгрессивно-регрессивных циклов (конгломераты, песчаники, кварциты, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, доломиты и известняки с постройками строматолитов).

На полуострове Среднем представлены осадки четырех неполных (усеченных) трансгрессивно-регрессивных циклов.

На полуострове Рыбачьем породы трех нижних свит в общем соответствуют комплексу пород, сформированному в пределах трансгрессивно-регрессивного цикла. Их отличительным признаком является наличие турбидитов почти на всех уровнях и большого количества сланцев и карбонатных пород в верхних частях разрезов.

Останцы на Терском побережье сложены в основном красноцветными и пестроцветными песчаниками и алевролитами турьинской, терской и чапомской свит, сформированными в разных фациальных условиях. Турьинская свита - это породы трансгрессивно-прибрежного типа. Породы терской свиты образовались в конусах выноса, мелководных бассейнах и замкнутых (озерных) бассейнах. Породы чапомской свиты сформированы в условиях смены режимов, т.е. перехода закрытых бассейнов к открытым мелководным, что привело к появлению пестроцветных толщ.

Палеозойская группа

Породы палеозойского возраста выявлены в Контозерской кальдере, в останцах кровли Хибинского и Ловозерского массивов и в небольших коренных выходах в районах Ивановской и Дроздовской губ на побережье Баренцева моря и верхнего течения реки Харловка.

В останцах кровли Хибинского и Ловозерского массивов выделены породы верхнего и среднего девона в составе ловозерской свиты: гравелиты, песчаники и алевролитовые сланцы, перемежающиеся с вулканогенными породами.

Контозерская и харловская свиты относятся к образованиям карбона, причем породы последней по остаткам флоры относятся к среднему карбону. Суммарная мощность обеих свит около 1000 м. Особенностью контозерской и харловской свит (или серий) является преобладание вулканитов, к которым отнесены и контозерские карбонатиты. Контозерская свита состоит из алевролитов и туфопесчаников, переслаивающихся с авгититами, лимбургитами и их туфами. Харловскую свиту слагают известняки, доломиты, аргиллиты, песчаники, авгититы, нефелиниты, пикриты, мелилитовые базальты и карбонатиты.

Мезозойские супракрустальные образования

Из мезозойских образований на территории Мурманской области сохранились лишь каолиниты, сунгулиты и гипергенные фосфаты.

Каолинитами сложены небольшие залежи, мощность которых от 2 до 30 м, ширина до сотен метров, а протяженность - до 1 км. Наиболее крупные залежи расположены в предгорьях Ловозерских тундр и в Прихибинье к югу от Хибин. Они являются либо переотложенными, либо элювиальными продуктами выветривания слюдяных и хлоритовых гнейсов и сланцев. Сунгулитовые коры выветривания образовались по элювию ультраосновных пород, а также в зонах тектонических нарушений в гипербазитах, где их мощность достигает 100 м. Залежи, сложенные гипергенными фосфатами, приурочены к интрузивным массивам ультраосновных щелочных пород, а также к зонам дробления кальцит-апатитово-магнетитовых руд, ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов.

Существует предположение, что это лишь корни площадных кор выветривания, сформированных на пенепленизированной поверхности Фенноскандинавского щита в условиях жаркого гумидного климата на протяжении верхнего триаса и нижней юры [Евзеров и др., 1993], т.е. примерно на протяжении 20 млн лет. При анализе процессов седиментогенеза юры

и триаса в пределах Баренцевоморской плиты нужно помнить об условности этого утверждения.

Кайнозойские осадочные породы

На территории Кольского полуострова многообразно представлены образования неоген-четвертичного периода. Фактически в это время был сформирован современный морфологический облик Кольского региона.

Из неогеновых образований известны коры выветривания на водораздельных пространствах, пологих склонах возвышенностей и предгорных равнинах. Их мощность достигает 50 и более метров, а площадь - десятков квадратных километров. Обычно это глинисто-песчаные или глинисто-дресвяные образования, иногда с типоморфными минералами, состав которых зависит от состава исходных (материнских) разрушаемых пород. Например, в корях выветривания по габбро образуются гидрохлорит, нонтронит, а по нефелиновым сиенитам - метагаллуазит и гиббсит и т.д.

К корам выветривания относятся и месторождения вермикулита над Ковдозерским ультраосновным щелочным массивом, а также Вуориярвинское и Себляярское месторождения гидрофлогопита, расположенные над соответствующими массивами.

К началу покровных оледенений на водораздельных пространствах Кольского региона были сформированы крупнообломочные элювиальные отложения и, вероятно, коры выветривания, сохранившиеся только в локальных участках. Предполагается, что основная часть кор выветривания была переотложена в депрессиях в результате последующего экзарационного воздействия ледников.

Четвертичные отложения на территории Мурманской области распространены почти повсеместно и представлены широчайшим набором разновидностей рыхлых осадков разного генезиса. Большая часть из них образовалась в результате деятельности ледников (рис.2.13).

По сложившимся представлениям, ледораздел (по крайней мере, в период

последнего оледенения) на Кольском полуострове располагался в пределах области сохранившихся останцов неогеновой коры выветривания, так как экзарационное воздействие ледника там было минимальным. Тем не менее положение ледораздельных зон было непостоянным в разные этапы оледенений. Также оно менялось и в разные фазы: во время последнего этапа оледенения - в фазу формирования локальных горных ледников, в фазы покровного оледенения, а затем и при распаде покровного ледника на отдельные лопасти (рис.2.14).

Расположение разных типов ледниковых отложений обусловлено деятельностью ледников и в значительной степени было predetermined положением главных и второстепенных ледораздельных зон и палеорельефом кристаллического основания. На дневной поверхности обнажаются в основном отложения последнего оледенения и послеледниковые осадки. Это отражено на карте "Quaternary deposits of Finland and Northwestern part of Russian Federation and their resources" (М 1:1000000), изданной в 1993 г.

К ледниковым отложениям относятся: эрратические валуны, донные морены активного оледенения, морены малоактивного автохтонного оледенения, образования краевых зон ледников и ледниковых потоков, маргинальные и межлопастные краевые образования, рецессионные ледниковые и водно-ледниковые образования последней фазы оледенения. По мнению ряда исследователей, в северном полушарии оледенения начались еще в плиоцене. Так ли это - пока не доказано. Но в Северной Финляндии обнаружено 6 горизонтов морен, нижний из которых отнесен к кромерскому комплексу. На территории Кольского региона установлено лишь 4 горизонта морен. Нижний горизонт рассматривается в качестве морены московского оледенения, мощность покровного ледника которого достигала 3.5 км.

Выше морены московского оледенения залегают отложения микулинского межледниковья. Они представлены:

- морскими трансгрессивными образованиями на периферии Кольского полуострова и в проливах "Микулинского архипелага", которые, соединя Баренцево и Белое моря, расчленили Кольский полуостров на большое количество островов (рис.2.15);

- озерными и другими отложениями, залегающими на морских отложениях.

Выше отложений микулинского межледниковья залегают три горизонта морены валдайского оледенения, при котором максимальная мощность покровного ледника достигала 2.5 км. Первый (или нижний) горизонт распространен в основном в западной части Мурманской области и отмечен в северо-восточной части Ловозерских тундр, где перекрывает микулинские отложения. Средний горизонт распространен повсеместно. Третий (верхний) выявляется локально в депрессиях кристаллического фундамента. Между нижним и средним горизонтами отмечены озерные осадки и морены горного оледенения, а между верхним и средним граница неотчетливая, что может свидетельствовать о формировании верхнего горизонта морены в период дегляциации.

К континентальным позднеледниковым и постледниковым отложениям относятся:

- береговые образования приледниковых и перигляциальных озерных водоемов;

- абразионно-аккумулятивные образования рек и озер;

- продукты физической дезинтеграции кристаллических пород: элювиальные, делювиальные и коллювиальные отложения;

- биогенные образования: диатомовые илы и торфяники в озерах;

- золовые - песчаные дюны;

- морские береговые и долинные образования трансгрессивно-регрессивных серий.

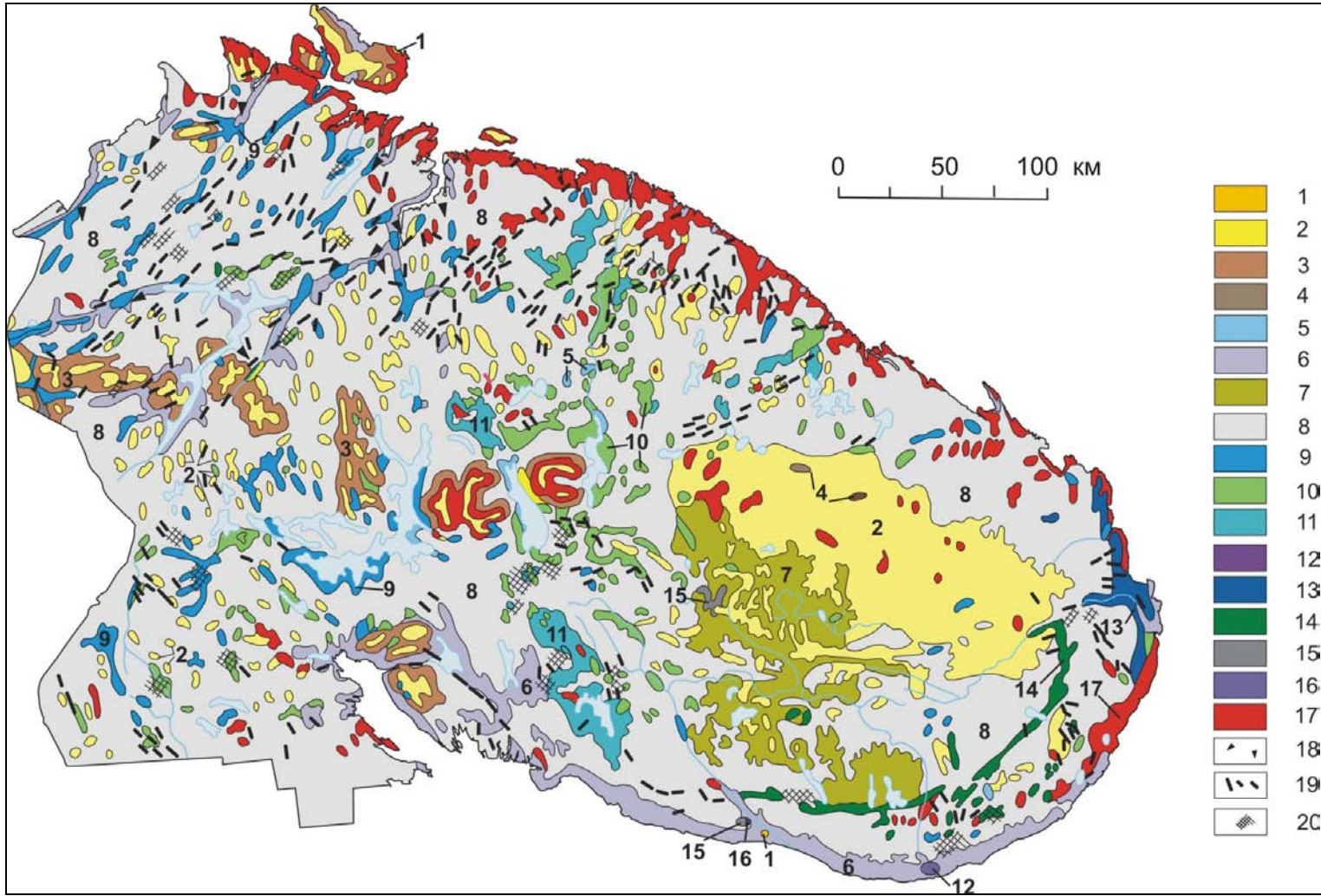
И ледниковые, и постледниковые четвертичные отложения детально изучены, стратифицированы и скоррелированы не только в пределах Кольского региона, но и с аналогичными образованиями Балтийского щита и северо-западных участков Восточно-Европейской (Русской) платформы. Результаты этих исследований опубликованы в многочисленных работах и в данном издании не рассматриваются.

Интрузивные комплексы

В пределах Кольского региона в позднем архее интенсивно проявился гранитоидный магматизм. Вначале это было связано с формированием первичнокоровых гранитоидов за счет только ювенильного вещества. Позднее, в этап развития зеленокаменных поясов и формирования лопийских стратифицированных комплексов наряду с кислым и средним магматизмом все более масштабно и многообразно проявлялся базит-гипербазитовый магматизм. В формировании магматических пород кроме ювенильного вещества принимает участие и контаминированное вещество коры, роль которого со временем возрастает. Схемы магматизма региона, классификация и петрохимия магматических пород опубликованы в ряде монографий.

Рис.2.13. Карта четвертичных отложений Кольского полуострова:

Голоценовые отложения: 1 - золовые; 2- элювиально-делювиальные; 3 - делювиально-солифлюкционные; 4 - аллювиальные; 5 - озерные; 6 - морские; 7 - озерно-болотные; верхнеплейстоценовые отложения: 8-11 - верхневалдайские: 8 - ледниковые; 9 - флювиогляциальные; 10 - озерно-ледниковые; 11 - ледниково-флювиогляциальные; 12-14 - средневалдайские: 12 - морские; 13 - ледниково-морские; 14 - озерно-ледниковые флювиогляциальные; 15 - нижневалдайские ледниковые; 16 - микулинские морские. 17 - дочетвертичные породы; 18-20- ледниковые морфоскульптуры: 18 - флювиогляциальные дельты; 19 - озы; 20 - камы



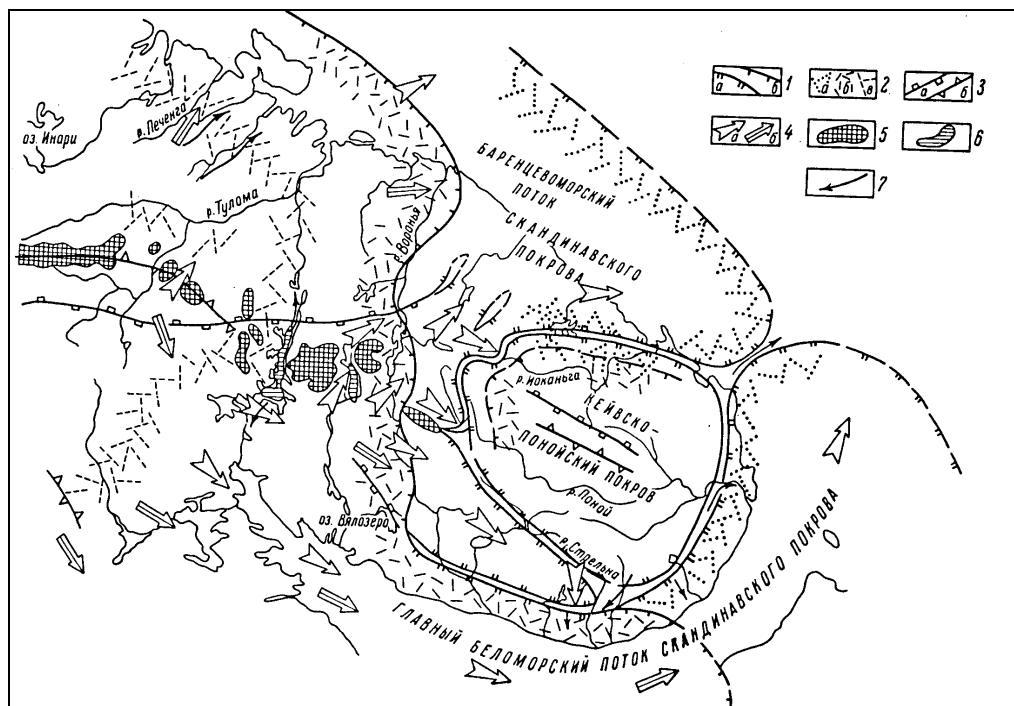


Рис.2.14. Схематическая карта развития послеледникового покрова (три главные фазы позднего вюрма). Составил С.А.Стрелков [История формирования ..., 1976]:

1 - пределы продвижения или длительного положения края ледникового покрова в первую (а) и во вторую (б) фазы оледенения; 2 - зоны краевого покрова первой (а), второй (б) и третьей (в) фаз оледенения; 3 - положение ледораздела в первую (а) и во вторую (б) фазы оледенения; 4 - направление движения льда первой (а) и второй (б) фаз оледенения; 5 - нунатаки во вторую фазу оледенения; 6 - ледоемы во вторую и третью фазы оледенения; 7 - пути стока талых вод

Наиболее кратко и наглядно эти данные отражены на карте [Геологическая карта ..., 1996] и в работе [Объяснительная записка ..., 1994]. В настоящем издании мы ограничились лишь кратким перечислением главных типов интрузивных пород и наиболее крупных массивов в порядке их возрастной последовательности (от древних к молодым).

К самым древним позднеархейским магматическим образованиям относятся диориты, гранодиориты, тоналиты и плагиограниты. Они занимают обширные площади Мурманского и Кольского доменов в виде интрузий разных размеров, а также широко развиты в Кейвской структуре, Терском блоке и Беломорском домене в виде обширных мигматовых полей. Интрузии содержат большое количество включений пород разного состава.

Массивы этого возраста слагают следующие комплексы: центрально-кольский, мурманский, терский, туломский, ингозерский и др.

Комплексы эндербитов (лумбовский, вежетундровский и др.) широко проявлены в Мурманском и Кольском доменах и включают кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты. Кроме того, в них содержится много включений гнейсов, мигматитов и базитов. Возраст их колеблется в пределах 2807-2830 млн лет.

Интрузии комплексов диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов (колмозерского, лицинского, устьпонойского и др.) с возрастом около 2.75 млрд лет расположены в зоне контакта между Мурманским и Кольским доменами. На них воздействуют палингенно-метасоматические граниты.

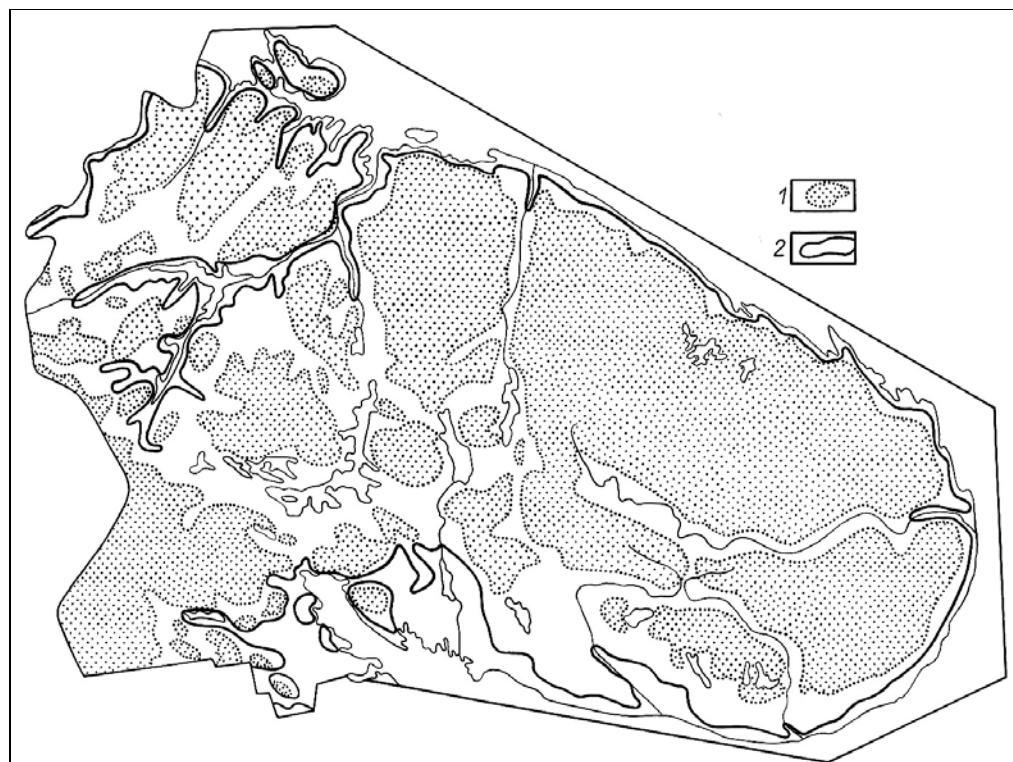


Рис.2.15. Схема границ максимального распространения борейальной (1) и голоценовой (2) морских трансгрессий. Составлена А.Л.Кудлаевой в 1980 году

Комплексы эндербитов, гранодиоритов и монцодиоритов с возрастом в интервале 2650-2720 млн лет выделены в Мурманском и Кольском доменах (териберский, чудзьяврский и др.). Крупные интрузии, относящиеся к этим комплексам, многофазны. На них воздействуют палингенно-метасоматические граниты.

Комплексы лейкократовых гранитов и гранодиоритов (вороньинский, варзинский, лахтинский и др.) занимают около 20% площади Мурманского домена. Возраст их около 2610-2735 млн лет.

Позднеархейский возраст (2.6-2.7 млрд лет) имеют также крупные интрузивные массивы габбро и габбро-анортозитов (Цагинский, Ачинский, Медвежье-Щучьеозерский, Пачинский и Погерьяврский). Пространственно и по возрасту (2.75-2.65 млрд лет) с габбро-анортозитами связаны щелочные граниты и сиениты Кейв - массивы: Понойский, Западно-Кейвский, Белых тундр и др.

Кроме вышеперечисленных комплексов интрузивных пород, к позднеархейским относятся мелкие тела и дайки метабазитов, габбро-амфиболитов и метальтрабазитов неясной формационной принадлежности.

К раннепротерозойским интрузивным породам относится широкий спектр пород, различающихся по составу, размерам, внутреннему строению массивов и их структурному положению. К наиболее ранним сумийским интрузивам относятся: массивы нотозерского и северокарельского комплексов дунитов и гарцбургитов, расположенные в основном в западной части Кольского региона; алакорттинский комплекс лерцолитов и габброноритов; массивы комплекса расслоенных перидотит-пироксенит-габброноритовых интрузий. Наиболее крупные массивы комплекса расслоенных интрузий - Мончеплутон и Федорово-Панский. Сумийский возраст имеют также некоторые массивы габбро,

габбро-анортозитов и диоритов Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса или Лапландской сутуры (массив Главного хребта, Колвицкий массив, массив Пыршин и многочисленные мелкие интрузии габбро и габбро-анортозитов полигона Воче-Ламбина), а также имандровский или умбареченский комплекс массивов (Имандровский лополит), сложенных норитами, габброноритами и диоритами и т.д. Кроме того, к сумийским отнесены и массивы друзитов Беломорского домена: Новозерский, Жемчужный, Толстик и многие другие.

К сариолийским интрузивным образованиям относятся застейдовский комплекс габбро, лерцолитов и вебстеритов, представленный несколькими небольшими массивами в северо-восточной части Сальных тундр и к юго-востоку от озера Колвицкого, порьегубский и райненчорский комплексы клинопироксенитов и верлитов. Завершается этот цикл магматизма формированием Койгерского и Кухтозерского массивов монцодиоритов и гранитов Северо-Карельской зоны.

Анортозиты и габбро-анортозиты массивов Вулвара и Яврозерского, по последним данным, имеют свекофенский возраст [Нерович, 1999; Каулина, 1999].

Умбинский трехфазный комплекс чарнокитов и гранитов, ранее относимый к сумийским образованиям, по последним данным, имеет людиковийский возраст: первая фаза (гранодиориты) - 1944 ± 19 млн лет [Кислицын, 2001], вторая фаза (чарнокиты) - 1912.5 ± 7.7 млн лет [Glebovitsky, 2001].

Маломощные массивы стрельнинского и вочеламбинского комплексов перидотитов и пироксенитов в Имандра-Варзугской зоне соответствуют сариолийскому и ятулийскому возрасту, а в Куолярвинской - людиковийскому.

К калевийским интрузивам относятся мелкие тела базитов и гипербазитов, представленных пластовыми субсогласными телами в стрельнинской серии и в фундаменте южной подзоны Имандра-Варзуги, а также томингский комплекс габбро-диабазов, печенгский и соленоозерский комплексы габбро, клинопирок-

сенитов и верлитов, нясюкский комплекс даек и Панареченский массив. Возраст массивов печенгского комплекса 1970 ± 70 млн лет.

Калевийский возраст имеют порьяташский комплекс диоритовых порфириров Южно-Печенгской зоны и каскельярский комплекс диоритов и плагиогранитов - 1940 ± 40 млн лет.

Массивы, сформированные на заключительной стадии ятулийско-калевийского этапа, представлены перидотитами, пироксенитами, габбро и габбро-анортозитами, субщелочными габбро и акеритами, щелочными и нефелиновыми сиенитами и фойдолитами. Это Песчаноозерский, Кульюкский, Соустовский интрузивы и массив Гремяха-Вырмес, в котором наиболее полно представлены перечисленные выше разновидности пород. U-Pb-возраст базит-гипербазитов массива Гремяха-Вырмес - 1926 ± 74 млн лет.

На завершающей стадии карельского тектогенеза были сформированы: лицко-арагубский (1762 ± 9 млн лет) [Мантейная составляющая ..., 2000] комплекс и Юовоайвский массив гранодиоритов и гранитов; Стрельнинский и другие массивы лейкогранитов с возрастом около 1780-1830 млн лет, лампрофиры [Никитина и др., 1999; Скуфьин и др., 1999]; мафитовые дайки, силлы и дайки долеритов - 1706-1711 млн лет; пегматиты, в том числе и амазонитовые - 1665-1682 млн лет [Bayanova, Voloshin, 1999].

К палеозойской группе интрузивных пород относятся: интрузии щелочно-ультраосновной с карбонатитами формации (массивы Ковдор, Себляяр, Африканда, Турьего мыса, Вуориярви, Салланлатва и др.); интрузии формации агпаитовых нефелиновых сиенитов (массивы Хибинских и Ловозерских тундр). Их возраст укладываются в интервал 360-410 млн лет (см. Приложение 3). Кроме крупных массивов, к палеозойским интрузивным образованиям относятся: дайки щелочных пород - щелочных пикритов, лампрофиров, меймечитов, мельтейгитов, нефелинитов, альнеитов, щелочных трахитов, фонолитов, карбонатитов, трубки взрыва (диатремы), сложенные кимберли-

тами, щелочными пикритами, меланефелинитами, оливинowymi мелилититами и ультраосновными фондолитами. Некоторые трубки взрыва могут быть перспективны на алмазы. К палеозойской группе отнесен и Контозерский массив щелочных и нефелиновых сиенитов карбонового возраста.

Геохронология геологических образований и процессов

(см. Приложение № 3)

Архейские образования и процессы

В настоящее время нет надежных геохронометрических данных о наличии в раннем докембрии Кольского региона архейских образований древнее 3100 млн лет. Об этом свидетельствуют и косвенные данные - модельные Sm-Nd датировки протолитов, полученные С.Дэли и его коллегами [Timmerman, Daly, 1995], которые свидетельствуют о том, что корообразующие процессы начались только в позднем архее. Тем не менее можно предполагать, что, либо в каких-то фрагментах структур в пределах Кольского региона, либо в сопредельных структурах могут быть реликты более ранней коры. Это предположение базируется на редчайших находках единичных зерен древних цирконов в глиноземистых гранулитах Порьей губы (некоторые из них, по данным Д.Бриджуотера и его коллег, датируются возрастом от 3.2 до 3.7 млрд лет и имеют детритовую природу [Бриджуотер и др., 1999]). И, кроме того, пока только в порядке предварительного обсуждения можно говорить и о первых результатах по датированию тех некоторых пород Кейвского террейна, в которых по данным Т.Б.Баяновой намечается присутствие древней компоненты (более 3 млрд лет).

Позднеархейские (лопийские) образования региона слагают зеленокаменные пояса (суперструктуры), комплексы их основания (инфраструктуры) и Кейвский террейн.

Древнейшая U-Pb-датировка по магматическим цирконам выявлена для лейкогаббро Патчемварекского дифференцированного базитового массива -

2925±6 млн лет [Кудряшов и др., 1999], который расположен в зоне контакта Мурманского террейна и сутурной зоны Колмозеро-Воронья. Эта зона сложена образованиями одноименного зеленокаменного пояса. Верхним репером вулканических пояса являются кварцевые порфиры Вороньих тундр с возрастом магматического циркона 2828±8 млн лет [Кудряшов и др., 1999]. Если предположить, что существует связь между формированием анортозитов Патчемварака и началом магматизма в зоне Колмозеро-Воронья, тогда образование коматиит-толеитовых и базальт-андезит-дацитовых вулканических полмостундровской и вороньетундровской свит произошло в интервале 100 млн лет. Прямых данных о принадлежности этих двух геодинамически различных свит лопия к двум циклам нет. Так или иначе, но эти образования следует относить к нижнему лопию. Заключительный этап регионального метаморфизма и заключительный кислый магматизм пояса происходил в интервале 2.6-2.5 млрд лет назад [Кудряшов, Гавриленко, 2000].

Инфраструктурные архейские породы Кольского региона в разных доменах представлены: 1 - полиметаморфитами амфиболитовой фации (тоналитовые гнейсы и мигматиты, глиноземистые гнейсы, амфиболиты, граниты, аплиты и др.); 2 - полиметаморфитами по породам гранулитовой фации (эндербиты, эндербитовые мигматиты, глиноземистые и пироксеновые гранулиты, аляскиты и диафориты разных фаций).

Первые слагают значительную часть архейского разреза Кольской сверхглубокой скважины, инфракомплекс Вочеламбинского полигона и др. По последним данным В.Р.Ветрина и др., время магматической кристаллизации цирконов тоналитов самой нижней X толщи - 2835-2832 млн лет. Это намного моложе, чем цирконы из гнейсов IV толщи, датированных Е.В.Бибиковой (2933±54 млн лет). Цирконы из пегматитов с возрастом 2740±14 млн лет одновозрастны с метаморфогенными цирконами из биотитовых гнейсов. В инфракомплексе Вочеламбинского полигона самая древняя датировка получена

для гнейсо-тоналитов - 2807 ± 10 млн лет [Balashov et al., 1992].

Архейские эндербит-гранулитовые инфраструктурные комплексы в Кольском регионе представлены очень широко.

На полигоне Пятньярв в Кольском террейне зафиксированы два этапа гранулитового метаморфизма - 2832 ± 11 и 2650 ± 15 млн лет. Они разделены эпизодами формирования, в том числе магматического внедрения, гиперстенсодержащих гранитоидов в 2715 ± 8 и 2679 ± 18 млн лет. Заканчиваются активные эндогенные процессы здесь формированием мелких тел гранитов и жильных пегматитов с возрастом соответственно 2650 ± 15 и 2556 ± 27 млн лет [Balashov et al., 1992].

Второй этап архейского гранулитового метаморфизма и эндербитообразования - 2724 ± 49 и 2656 ± 14 млн лет - установлен также в районе Пулозеро. Кроме того, здесь же продатирован наложенный метаморфизм амфиболитовой фации и образование метаморфогенных тоналитов по эндербитам - 2640 ± 20 млн лет назад, а также более поздний регрессивный метаморфизм - 2575 ± 20 и 2568 ± 10 млн лет и связанный с ними более поздний процесс образования жильных гранитоидов - 2550 ± 16 млн лет [Петровская, Баянова, 2000].

Таким образом, сейчас не вызывает сомнений архейский возраст эндербит-гранулитовых образований кольского нестратифицированного комплекса и некоторых процессов наложенного метаморфизма и ультраметаморфизма амфиболитовой фации. При этом можно полагать, что в разных частях Кольского террейна эти процессы происходили пульсационно и несинхронно. По геолого-петрологическим данным, пик архейского гранулитового метаморфизма с эндербитообразованием приходился на эпоху 2700-2650 млн лет назад, но начало его было много ранее - 2830 млн лет назад.

В Оленегорском блоке Кольского террейна лептиты из железорудной толщи Оленегорского зеленокаменного пояса, которая располагается в межкупольных структурах, были сформированы 2760 ± 7

млн лет назад, возраст двух продатированных постскладчатых даек базитов - 2738 ± 6 и 2739 ± 11 млн лет, а возраст гнейсо-тоналитов куполовидных структур образования - 2790 ± 20 млн лет [Баянова, Егоров, 1999]. Получается, что железорудная часть разреза зеленокаменных поясов региона является более молодой, чем коматиитовая и мультимодальная серия зона Колмозеро-Воронья, и может быть отнесена к верхнему лопию. Близкие значения возраста имеют и метариодациты арваренчской свиты района г.Ар-Варенч, кислугубской свиты Приимандровского района, метавулканыт Енского зеленокаменного пояса и супракрустальные образования Вочеламбинского полигона (см. табл.2 в Приложении 3).

По геолого-геофизическим и геохронологическим данным особую структуру в Кольском регионе представляет Кейвский террейн [Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., 1999], сложенный неоднократно метаморфизованными и деформированными образованиями энсиалического архейского бассейна. Основу его составляют кислые и средние метавулканыты, высокоглиноземистые гнейсы, включающие знаменитые кианитовые месторождения, углеродистые сланцы, кварциты, щелочные граниты и габбро-анортозиты. U-Pb-возраст цирконов из метаморфизованных риодацитов лебяжинской свиты - 2871 ± 15 млн лет - интерпретируется как возраст магматизма [Беляев и др., 2000]. Вся эта характерная ассоциация прорвана щелочными гранитами и разноориентированными роями базитовых даек, "обрамлена" по периметру структуры интрузиями габбро-анортозитов и метаморфизована в палеопротерозое в условиях амфиболитовой фации повышенного давления.

Начало щелочногранитного магматизма в Кейвском террейне - 2750 млн лет (Понойский массив) [Bayanova et al., 1998]. Окончание этого магматизма - 2670-2650 млн лет (массивы Западных Кейв и Белых тундр) [Mitrofanov, Bayanova, 1999; Zozulya, Bayanova, 1998], а перекристаллизация щелочных гранитов и цирконов в них - 2500-2400 млн лет (U-Pb-возраст новой популяции цирконов,

Pb-Pb- и Rb-Sr-определения по породе) [Баянова и др., 1999]. Последний метаморфизм щелочных гранитов и закрытие системы - 1700 млн лет (U-Pb-возраст сфена и циркона из пегматита и многочисленные K-Ar- и Rb-Sr-определения).

Габбро-анортозитовый магматизм Кейвского террейна укладывается в интервал от 2678 ± 16 млн лет (Ачинский массив) до 2659 ± 3 млн лет (Цагинский массив) [Баянова и др., 1999].

Эти данные позволяют определить как архейское время образования супракрустального чехла Кейвской структуры, включая протолит кейвских высокоглиноземистых гнейсов - размытые и переотложенные образования кор выветривания, сформированные в области питания на континентальной коре. Именно они прорываются пластовыми субсогласными телами и силами базитов, аналогичных по составу архейским габбро-анортозитам Ачинского и других массивов. Кроме того, эти данные также могут быть косвенным подтверждением наличия регионального несогласия и длительного по времени перерыва между поздним лопием и ранним карелием, о чем свидетельствуют и полевые геологические наблюдения. Песчовотундровская свита кейвского разреза со стратиграфическим несогласием перекрывается нижнепротерозойской базальной пурначской свитой Имандра-Варзугского прогиба в районе Малых Кейв и песчовой свитой в районе хребта Серповидного.

Таким образом, подтверждается архейский возраст воссоединения Кейвского и соседних террейнов в единую Кольскую гранулит-зеленокаменную структуру - домен или составной терреин и устанавливается, что в Кейвской структуре зрелая континентальная кора и формирование щелочных гранитов А-типа произошло в архее. Последующие, раннепротерозойские (2500-1700 млн лет назад) процессы рифтогенеза, субдукции и обдукции, магматизма, метаморфизма и складчатости длительно и неоднократно, но в разной степени преобразовывали отдельные элементы оформившегося к концу этого времени Кольского коллизии.

В Кейвской структуре с ранним протерозоем связаны формирование дайковых роев, складчато-надвиговые деформации, региональный метаморфизм повышенного давления, превращение магматических щелочных гранитов в ортогнейсы, локальный палингенез в них и формирование пегматитов и амазонитовых гранитов.

Протерозойские образования и процессы

Начало раннепротерозойского этапа связано с формированием сумийских расчлененных интрузий базит-ультрабазитов г.Генеральской, Монче-плутон и Панских-Федоровых тундр и др., внедрение которых произошло в период 2507-2493 млн лет (табл.1 и табл.2 в Приложении №3). Близкими к ним по возрасту являются многочисленные дайки габброноритов и норитов.

Наиболее полно изучен сумийский магматизм в Мончегорском районе (табл.1 в Приложении № 3). На основании геохронологических и петрологических данных были выделены три стадии [Смолюкин и др., 2001] (см. Приложение № 3).

На ранней стадии (2507-2493 млн лет) в результате многократных внедрений и кристаллизационной дифференциации высокомагнезиальных расплавов формировалась крупная рудоносная расчлененная интрузия - Мончеплутон, а также более мелкие массивы (Ярва-варака и др.). Монче-плутон имеет сложное строение из-за многократного, пульсационного внедрения расплавов, состав которых менялся от ультраосновного до основного. На завершении этой стадии (до 2487 млн лет), но еще до полного остывания пород Мончеплутона, внедрились дайки основного состава.

В течение средней стадии (2488-2453 млн лет) формировалась крупнейшая на востоке Балтийского щита интрузия Главного хребта (Монче-, Чуна- и Волчьих тундр), сложенная дифференцированной серией: нориты, габбронориты, лейкогаббро и анортозиты.

На поздней, завершающей стадии (2445-2434 млн лет) формировались малые интрузии (г.Островская и др.), сложенные лерцолитами, вебстеритами и

габброноритами, а также массивы хроми-тоносного умбареченско-имандровского комплекса норитов, габброноритов и метагаббро. Последние прорывают вулканогенные толщи стрельнинской серии западной части Имандра-Варзугской структуры с частичным подплавлением кислых вулканитов и формированием гранофи-ров. Возраст кислых вулканитов, завершающих разрез сейдореченской свиты, равен 2443-2442 млн лет [Баянова и др., 1995; Amelin et al., 1995; Баянова, Чащин, 2001].

Раннепротерозойские процессы метаморфизма, ультраметаморфизма и плутонизма широко проявлены и в других структурах палеопротерозойского Кольского коллизии, включая и такие важные для понимания геологии региона структуры, как Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс, Беломорский и Терский домены. Метариодациты кандалакшской толщи сумия в Колвицком гранулитовом поясе образовались 2467±3 млн лет назад [Балаганский и др., 1998].

Синхронно (2462-2450 млн лет), в пределах Лапландского и Колвицкого гранулитовых поясов, а также в прилегающих районах Беломорского домена, произошло внедрение многочисленных интрузий габбро-анортозитов (Пыршин, Колвицкий и др.), а также базитов (Жемчужный, Толстик и др.) [Mitrofanov et al., 1995; Фриш и др., 1995] и дифференцированных интрузий лерцолит-габбронорит-анортозитового состава (Пежостровской, Ковдозерский и др.), известных под названием друзитового комплекса Беломорья [Alexejev et al., 2000]. Неоднократные метаморфические преобразования габбро-анортозитов в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций умеренных давлений произошли позднее - 2437-2405 млн лет.

Полученные в настоящее время Т.Б.Баяновой с коллегами предварительные датировки дайковых пород могут свидетельствовать о возможно более позднем завершении сумийского периода магматизма - 2398-2395 млн лет. Таким образом, возрастной интервал сумия в

Кольском регионе сейчас определяется в границах от >2550 до 2430 (2400?) млн лет.

Основная часть разреза карельского комплекса осадочно-вулканогенных пород (сариолий, ятулий, людиковый) до настоящего времени остается слабо изученной с точки зрения геохронологии. Существующие на сегодня Rb-Sr-датировки выполнены на основе изучения валовых проб вулканитов Северных зон Печенгской и Имандра-Варзугской структур [Магматизм ..., 1995; Балашов и др., 1995] и поэтому являются весьма приближенными. Существуют единичные достоверные U-Pb- или Sm-Nd-минеральные датировки вулканогенных или субвулканических пород.

Кольской сверхглубокой скважиной (СГ-3) на глубине 4673-4832 м было пересечено субвулканическое тело риодацитовых порфиров, залегающее на границе осадочной лучломпольской и вулканогенной заполярнинской свиты коласйокской серии Северо-Печенгской зоны. Их U-Pb-возраст равен 2043±10 млн лет [Митрофанов и др., 2001], поэтому толеит-базальтовые вулканиты заполярнинской свиты (ятулий) являются более древними.

Реперными для людиковийской части разреза являются ферропикритовые вулканиты, которые переслаиваются с толеитовыми базальтами свиты матерг (людиковый). Ферропикриты, охарактеризованные Sm-Nd-, Re-Os- и Pb-Pb-датировками, формировались в период 1980-1970 млн лет [Смолькин, 1992, 1993; Hanski et al., 1990]. Одновозрастными с ними (по данным цирконометрии) являются комагматические никеленосные интрузии габбро-верлитов Печенгского рудного поля - 1982±8 млн лет [Смолькин, Баянова, 1999]. Следовательно, рифтовый магматизм, с которым связано формирование значительной части нижнего протерозоя региона, происходил в интервале времени 2500-1980 млн лет назад, т.е. в течение около 500 млн лет.

Время отложения осадочно-вулканогенных пород орогенных и моллассоидных типов, завершающих разрезы карельского комплекса (калевий) и вы-

полняющих южные зоны Печенгской и Имандра-Варзугской структур, также достоверно не известно. Имеющиеся на сегодня данные Rb-Sr-анализа валовых проб позволяют только приблизительно оценить период их формирования - 1865-1855 млн лет [Балашов и др., 1995].

В пределах Центрально-Кольского блока известны два различных по составу и происхождению протерозойских (людиковийских) комплекса интрузивных образований: 1) комплекс плагиогранитных-кварцеводиоритовых интрузий (Каскельярв, Шоуниярв) с возрастом 1940-1939 млн лет [Ветрин и др., 1987; Баянова и др., 1999]; 2) комплекс габбро, нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов плутона Гремяха-Вырмес с возрастом 1973-1945 млн лет [Саватенков и др., 1998; Вурсий и др., 2000]. В это же время в обрамлении Лапландского гранулитового пояса были сформированы массивы габбро-анортозитов (Вулвара, Яврозерский), которые затем были метаморфизованы в условиях умеренного и высокобарного гранулитового и амфиболитового метаморфизма [Нерович, 1999; Каулина, 1999]. На границе Беломорского и Терского блоков сформировался трехфазный умбинский комплекс гранитов и чарнокитов: 1-я фаза - 1944±19 млн лет [Daly et al., 2001], 2-я фаза - 1912±7 млн лет [Alexeev et al., 1997; Glebovitsky et al., 2001]. Близкий возраст имеют и осадки и метариодациты Терского блока 1961±9 млн лет [Daly et al., 2001], которые были метаморфизованы позднее в условиях амфиболитовой фации умеренных давлений. Высокобарный метаморфизм гранулитовой фации проявился в коллизионный этап в зоне Поръегубского разлома Колвицкого гранулитового пояса и в южной части Лапландского гранулитового пояса 1940-1950 млн лет назад.

Постколлизионный лицо-арагубский комплекс порфиридных гранитов "сшивает" Кольский террейн, а Юовоайвский массив лейкогранитов - Лапландский гранулитовый пояс. Новые U-Pb-данные для одного из массивов (Портлубольского) - 1762±9 млн лет [Ветрин и др., 2000] свидетельствуют, что его вне-

дрение сближено во времени с проявлением поздних метаморфических процессов в осадочно-вулканогенных породах карельского комплекса Печенги и, вероятно, Имандра-Варзуги - 1760-1700 млн лет. Аналогичные по составу и возрасту интрузивные образования установлены в архейском фундаменте Печенгской структуры, вскрытой СГ-3: 1766±3 млн лет [Chen et al., 1994; Кольская сверхглубокая ..., 1998].

Наиболее поздние раннепротерозойские образования - лампрофиры Южной Печенги и Поръей губы Белого моря: 1719-1700 млн лет [Скуфьин и др., 1999; Никитина и др., 1999] и амазонитовые пегматиты Кейв - 1665-1668 млн лет (см. Приложение 3). Они являются верхней реперной датировкой для калевия и вепсия Кольского региона.

Позднепротерозойские образования и процессы практически не датированы, и период от 1600 до 505 млн лет является для Кольского региона амагматическим, что свидетельствует об общем охлаждении кратона в этот продолжительный период.

Палеозойские и мезозойские процессы и образования

Палеозойский этап характеризуется большим разнообразием продуктов магматизма, представленных многочисленными дайками долеритов (п-ов Средний, Сев. Варангер, Кейвы) и щелочных пикритов, трубками взрыва, сложенными кимберлитами и кимберлитоподобными породами (Терский блок), многофазными интрузиями центрального типа щелочно-ультраосновных пород (Ковдор и др.), крупными интрузиями щелочных и нефелиновых сиенитов, и карбонатитов (Хибинский и Ловозерский плутоны), а также вулканитами щелочного состава ловозерской свиты девона и контозерской и харловской сериями карбона. Время их формирования колеблется в широких пределах - от 504 до 295 млн лет, наиболее древними из которых являются долериты полуострова Средний, а наиболее молодыми - долериты Кейвского блока.

Для многих интрузий получены надежные данные не только времени их начального внедрения, но внедрения отдельных фаз и общей продолжительности процессов охлаждения и кристаллизации расплавов. Наиболее крупные интрузии, Хибинский и Ловозерский плутоны, являются разновозрастными (371-362 млн лет), главные типы пород закристаллизовались в течение 5-8 млн лет. Ковдорский массив внедрился несколько раньше - 378.5-372.2 млн лет назад. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы, слагающие трубки взрыва Терского побережья, образовались в период 465-376 млн лет (см. Приложение 3).

Из мезозойских образований продатирована дайка нефелинитов Турьего мыса - 175-150 млн лет [*Рухлов и др., 1999*].

Таким образом, несмотря на значительное количество реперных датировок раннедокембрийских геологических образований и процессов Кольского региона, приведенных в каталоге (табл. № 2 в Приложении № 3), можно выделять пока только некоторые этапы его позднеархейского и палеопротерозойского почти 1.5-миллиардного интервала развития и части палеозойской эры.

Краткая история геологического развития

Формирование структурно-вещественных комплексов основных структур Кольского региона происходило в позднем архее и раннем протерозое. К концу раннего протерозоя был сформирован современный структурный облик региона. Активная эндогенная деятельность закончилась и в дальнейшем проявлялась эпизодически.

По поводу тектонических и геодинамических режимов формирования Кольского региона (субстрата участков коры в пределах его территории) существуют многочисленные точки зрения и гипотезы - от сходных до различающихся по многим параметрам и даже взаимоисключающих друг друга.

В недавнем прошлом считалось, что Кольский регион пережил раннеархей-

ский период (более 3.1 млрд лет назад) формирования протоконтинентальной (гранито-метаморфической) коры в эндогенном режиме активного первично-корового интрузивного и эффузивного тоналит-трондьемит-гранодиоритового магматизма как формации первично-коровых гранитоидов. Но пока породы раннеархейского периода в Кольском регионе не обнаружены. Изотопные возрасты самых древних пород не превышают 3.0 млрд лет.

Самые древние породы - позднеархейский комплекс пород со слабо выраженной латеральной неоднородностью состава. Он выделен в ранге комплекса основания, который является фундаментом для позднеархейских (лопийских) зеленокаменных поясов.

Для архея ведущей принимается двухъярусная тектоника плит как "тектоника малых и тонких плит, подстилаемых мигматитовым слоем средней коры и ниже - анортозит-эндербит-гранулитовой нижней корой как гомологом той части современной верхней мантии, которая находится ниже мантийной астеносферы" [*Митрофанов и др., 1996а, 1997*]. Процессы селективного анатексиса в нижней и средней коре приводили к формированию "коровой астеносферы", а многоактные и "многослойные" гетерофазные взаимодействия усложняли архейские плитно-тектонические процессы.

На ранних этапах позднего архея территория Кольского региона развивалась как часть литоплинта, на отдельных участках которого был сформирован плитный комплекс (гнейсы комплекса основания) после "кратонизации" первично-сиалической протокры. Формирование крупных структур протоконтинентальной коры Кольского региона в разных тектонических режимах (щита и плиты) свидетельствует о разных физических свойствах коры этих участков. Выявленная зональность нашла свое отражение в последующей геологической истории региона.

В позднем архее структура литоплинта была нарушена - сформировалась сеть разломов с размером ячеек между ними до 100 км. В подвижных зонах, при-

уроченных к ограничениям ячей-блоков первично-сиалической коры ("микроконтинентов"), заложилась мелководная бассейны с компенсированным прогибанием, в которых вначале отлагались осадки, а затем - вулканогенные породы (коматииты, базальты, дациты, риолиты) и осадки. Они явились субстратом нестратифицированного кольско-беломорского комплекса.

Микроконтиненты и палеорифты развивались как парные комплементарные структуры. В пределах Кольского и Беломорского доменов в это время определились три структурно-фациальные зоны, различающиеся по тектоническим режимам, что привело к формированию трех типов разрезов и структурных ансамблей. Такой тип геодинамического режима в литературе называется рассеянным рифтингом. Это еще не тектоника плит, но какие-то зачатки такого режима просматриваются.

Уменьшение количества ячей и разрастание рифтов привело в позднем архее (2.9-2.7 млрд лет назад) к тому, что часть мелких подвижных зон прекратила свое существование, а некоторые из них превратились в протяженные рифты, реликты структур и комплексов которых рассматриваются как зеленокаменные пояса с их супракрустальным наполнением (Колмозеро-Воронья и др.). В период последующей коллизии, примерно 2.7 - 2.5 млрд лет назад позднеархейские комплексы были дислоцированы, метаморфизованы в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации, и регион был преобразован в архейский интраконтинентальный Кольско-Беломорский коллизии. На этапе коллизии наблюдалась значительная неоднородность и гетерогенность режимов складчатости, метаморфизма и орогенного магматизма. Кроме зеленокаменных поясов и гнейсовых террейнов в позднем архее можно выделить следующие геодинамические элементы: коровые астеносферные (мигматитовые) и нижнекоровые подастеносферные (гранулитореститовые) линзовые домены. Тектоника архея в этом случае рассматривается как тектоника малых и тонких плит, подсти-

лаемых мигматитовым слоем средней коры и анортозит-эндербит-гранулитовой нижней корой без каких-либо значительных горизонтальных и субдукционных перемещений, которым препятствовали многослойные гетерофазные условия их взаимодействия [Митрофанов и др., 1997; Новое в геологии ..., 1996; Кольский глущинный ..., 1997].

В процессе последующей консолидации и денудации коллизии были сформированы коры выветривания, которые в переотложенном виде сохранились в Кейвской структуре в верхних частях верхнеархейского разреза.

В раннепротерозойский период (2.5-1.7 млрд лет назад) протоплатформа имела значительные размеры и большую мощность гранито-метаморфической коры. Она явилась "ловушкой" для поднимающегося плюма вещества аномально горячей мантии, над которым затем образовалось сводовое поднятие коры - аркогенная структура. Зарождение и местонахождение свода, вероятно, было предопределено еще позднеархейскими событиями. Над сводовым поднятием возникли интракратонные рифтовые зоны (Печенга-Имандра-Варзуга и др.). Внутри континента рифтинг сопрягался с внутрикоровыми латеральными смещениями вещества коры, что привело к формированию триады взаимосвязанных элементов в ранге структурно-формационных зон: главной магмовыводящей структуры, северо-восточной зоны сжатия и юго-западной краевой зоны скучивания (внутрикоровая обдукция или аплифтинг).

Тектонические процессы сумийского этапа рифтинга привели к образованию авлакогенов, а ятулийского и свекофеннского - палеорифтов. На поздних этапах преобладали значительные тангенциальные движения, в результате которых были сформированы многочисленные складчатые и надвиговые структуры. Раннепротерозойский этап явился предвестником реальной тектоники плит.

С этапом деятельности палеорифтов связывают и проявления активных эндогенных процессов в других структурах региона. В пределах Беломорского доме-

на (т.е. в зоне скупивания) М.М.Ефимовым были выделены три структурно-формационные подзоны: Беломорская (форланд), Лапландско-Колвицкая (подошва аллохтона) и Инари-Терская (кровля и тыл аллохтона). В этих зонах процессы складчатости, метаморфизма и магматизма в раннепротерозойское время проявились неоднородно и дискретно. Выявлена зональность в распределении интрузий базитов и гипербазитов. Термодинамические условия метаморфизма варьировали от амфиболитовой фации в пределах всего региона до гранулитовой в Лапландско-Колвицкой структуре.

Тектонические процессы неоднородного воздымания региона с сопутствующей денудацией, последовавшие после консолидации коры, вывели на дневную поверхность разноглубинные породы.

В позднепротерозойский период (1.65-0.65 млрд лет назад) в режиме платформы на юго-востоке и востоке Кольского региона были сформированы континентальные отложения, а на севере, в зоне перехода от щита к плите - образования шельфа и континентального склона. Не исключено, что в этой зоне была сформирована структура типа авлакогена, простирающаяся в северо-западном направлении.

С позднего протерозоя преобладали блоковые радиальные тектонические движения, и при общей тенденции щита к воздыманию происходила неравномерная эрозия и денудация региона.

Формирование в палеозойский период каледонских складчато-надвиговых сооружений на северо-западе щита спровоцировало тектоническую и эндогенную активность в консолидированной коре Кольского региона. Это привело к формированию новых и обновлению старых разломов, вдоль которых происходили неоднородные радиальные движения. Кроме того, внедрились интрузии (Хибинь, Ловозеро, Ковдор, Африканда и др.) и многочисленные дайки ультраосновных щелочных пород.

В процессе герцинского тектогенеза на территории Кольского региона были сформированы вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы. К ним относятся останцы девонских пород на Хибинском и Ловозерском массивах и породы карбона в Контозерской кальдере. Процессы эрозии в девоне были достаточно интенсивными, если исходить из того, что Хибинский и Ловозерский массивы были сформированы на глубине не менее 5 км, но уже в девоне кровли этих массивов должны были быть на уровне моря или ниже. В настоящее время кровля с останцами на ней находится на высоте 600-700 м. Суммарная амплитуда вертикального воздымания этого блока земной коры, таким образом, составляет не менее 6 км.

Кайнозойская тектоника наиболее полно изучена на позднем этапе. В позднеплейстоценовое и голоценовое [Кошечкин, 1979] время тектонические процессы проявились в виде региональных и локальных движений с неоднородной вертикальной амплитудой в разных участках Кольского региона. В последнее время региональные движения земной коры складывались из медленных и равномерных восходящих движений собственно тектонической природы и быстрых знакопеременных движений гляциоизостатической природы, но с общей положительной амплитудой, т.е. в целом просматривается тенденция к воздыманию региона.

Максимальная амплитуда опускания региона и щита в целом связана с нагрузкой покровных ледников. В районе Ботнического залива она достигала 800 м, а на Кольском полуострове, вероятно, первых десятков метров. Суммарная вертикальная амплитуда перемещений за время олигоцен-плиоцена достигала 1000 м, а в голоцене - 150 м и более. Постледниковые голоценовые дифференцированные локальные поднятия земной коры могут рассматриваться и как следствие неоднородности геологического строения региона. Они пространственно связаны с фрагментами позднеархейских и раннепротерозойских синформных структур, а также с крупными протерозойскими и палеозой-

скими интрузиями. Этот процесс продолжается и в настоящее время. Линейные зоны, ограничивающие локальные поднятия и разделяющие крупные структуры региона, характеризуются повышенной сейсмической активностью, а в некоторых из них фиксируются даже неодиалокации.

Геоморфология

Орографические зоны Мурманской области разбиваются на орографические подрайоны, различающиеся по строению рельефа (рис.2.16) [Геология СССР ..., 1958].

По вопросам истории формирования структурно-денудационного рельефа Мурманской области существует несколько точек зрения или гипотез [Арманд, 1964; Никонов, 1964; и др.]. Общее представление о рельефе региона дает схематическая карта структурно-денудационного рельефа (рис.2.17).

Основные особенности геоморфологии Мурманской области обусловлены кооперативным взаимодействием многих структурных и вещественных признаков, а также эндогенных и экзогенных факторов:

- вещественного и структурно-текстурного состава метаморфических и магматических пород, геологического строения, характера плекативных и дизъюнктивных нарушений, проявившихся в разное и, особенно, в кайнозойское время;
- масштаба разноамплитудных опусканий (гляциальных и тектонических) и поднятий (постгляциальных изостатических и тектонических) фрагментов земной коры;
- эрозии, денудации, аккумуляции, четвертичных оледенений, перепадов уровня моря, климата и т.д.

Роль каждого фактора на каждом конкретном отрезке времени и на протяжении всей геологической истории ре-

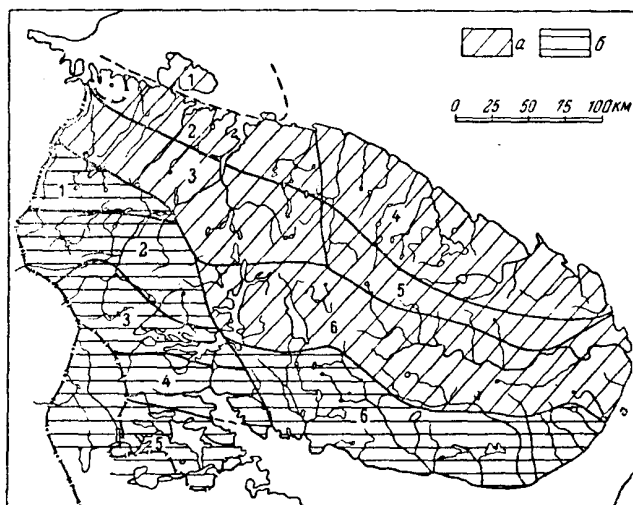


Рис.2.16. Схема орографических подрайонов по Г.Д.Рихтеру [Геология СССР..., 1958]:

а - Кольский район: 1 - Северный окраинный; 2 - Западный Мурманский; 3 - Северо-Кольский среднегорный; 4 - Восточный Мурманский; 5 - Центральный; 6 - Хибинские и Ловозерские тундры; б - Беломорский район: 1 - Нотозерско-Тулоская депрессия; 2 - Центральный горный; 3 - Южно-Кольская депрессия; 4 - Кандалякский горный; 5 - Ковдорская низина; 6 - Терский

гиона менялась. Если до кайнозоя основной вклад в формирование рельефа принадлежал тектоническим процессам, а во время тектонического затишья - процессам эрозии, приводившим к образованию пенепленов, то в ледниковую эпоху антропогена была велика роль оледенений. В настоящее время существенное влияние на развитие рельефа в регионе оказывает климат.

В данной книге не рассматриваются реликты захороненного и участками отпрепарированного докембрийского рельефа. Другими словами, не рассматривается роль исторической геоморфологии в формировании геоморфологического облика Кольского региона в разные исторические эпохи, начиная с позднего архея и заканчивая мезозоем.

Современный геоморфологический облик Мурманской области в наиболее общем виде характеризуется двумя генетическими типами рельефа:

- денудационно-тектоническим или структурно-денудационным, который от-

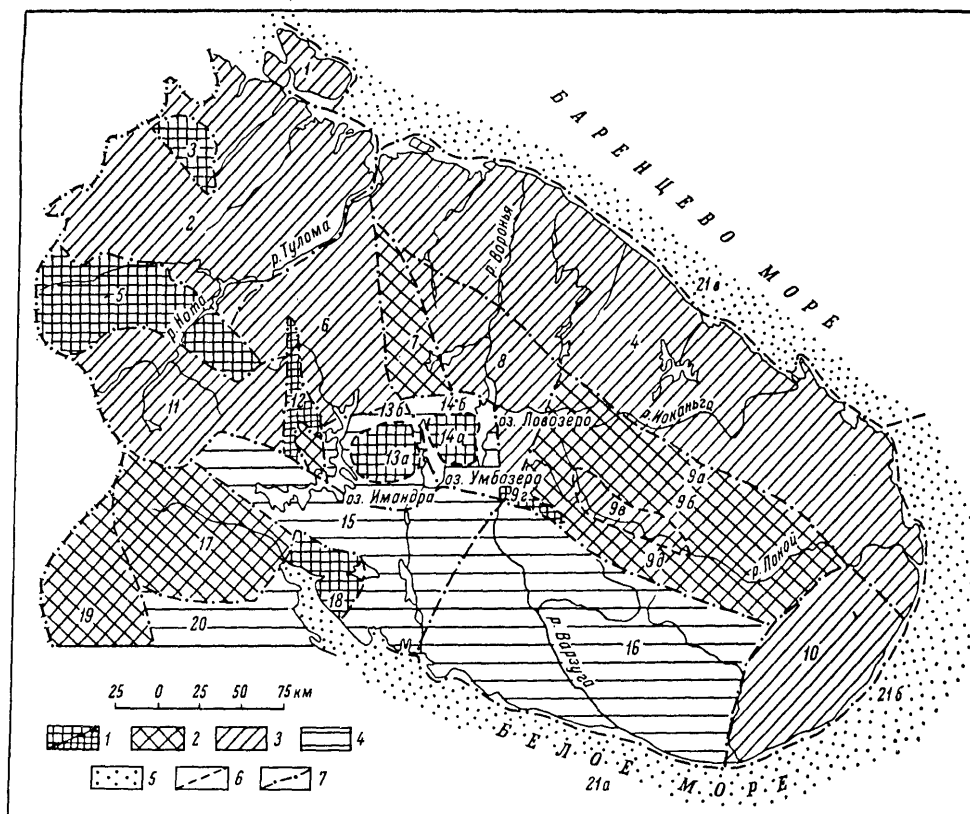


Рис.2.17. Схема морфоструктур второго порядка Кольского полуострова [Стрелков, 1973]:

Морфоструктуры: 1 - интенсивно поднятые новейшими движениями, 2 - умеренно поднятые, 3 - слабо поднятые, 4 - очень слабо поднятые, 5 - погруженные; границы морфоструктур: 6 - подчиненных, 7 - второго порядка; номера морфоструктур: 1 - полуострова Рыбачий и Средний, 2 - Западно-Кольская, 3 - Печенгская, 4 - Мурманская, 5 - Сариселян-Сальнотундровская, 6 - Кольская, 7 - Кицкая, 8 - Вороньянская, 9(а-д) - Кейвская, 10 - Сосновская, 11 - Ното-Чунская, 12 - Займандровская, 13(а-б) - Хибинская, 14(а-б) - Луяврутская, 15 - Пиренго-Канозерская, 16 - Терская, 17 - Ковдор-Алакурттинская, 18 - Колвицкая, 19 - Куолярвинская, 20 - Ковдозерская, 21(а-в) - дна Белого и Баренцева морей

ражает морфологию поверхности кристаллического основания;

- аккумулятивным, представляющим более мелкие формы рельефа и являющимся "скульптурным орнаментом на крупных формах".

Происхождение аккумулятивных форм рельефа не вызывает особых споров. Одни аккумулятивные формы рельефа сформированы на разных этапах деятельности ледников, другие - в процессе аккумулятивной и абразионной деятельности водных бассейнов и речной эрозии. Разные типы и формы рельефа на-

ходятся во всевозможных сочетаниях. По преобладанию типа рельефа на территории Мурманской области выделяют шесть основных геоморфологических районов (рис.2.18):

- среднегорный структурно-денудационный со следами ледниковой экзарации;
- низкогорный структурно-денудационный со следами ледниковой аккумуляции;
- район с ледниково-аккумулятивным рельефом на фоне волнисто-

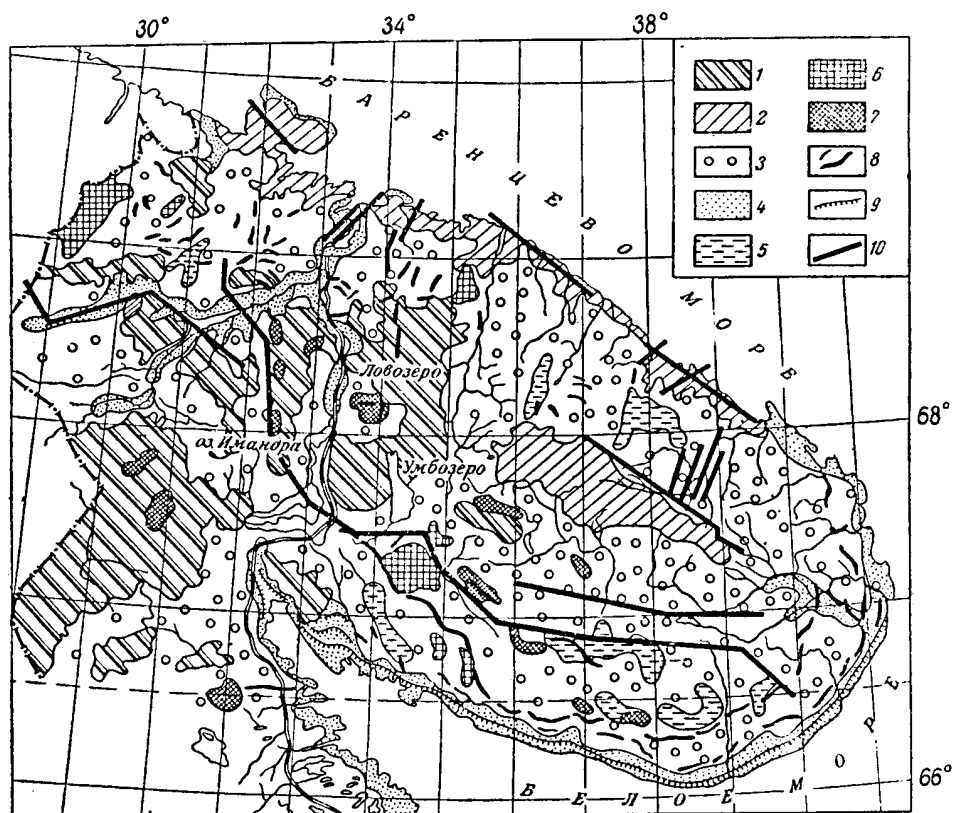


Рис.2.18. Схематическая геоморфологическая карта Мурманской области по Н.И.Апухтину [Геология СССР ..., 1958]:

1 - среднегорный структурно-денудационный рельеф со следами ледниковой экзарации; 2 - низкогорный структурно-денудационный рельеф со следами ледниковой аккумуляции; 3 - ледниково-аккумулятивный рельеф на фоне волнисто-грядовой и равнинной поверхности древнего пенеппена; 4 - равнинный рельеф морской аккумуляции и абразии; 5 - равнинный рельеф озерной аккумуляции; 6 - холмисто-моренный ландшафт; 7 - камы; 8 - озы; 9 - главнейшие террасовые уступы; 10 - главнейшие тектонические линии

грядовой и равнинной поверхности древнего пенеппена;

- район с равнинным рельефом, обусловленным морской аккумуляцией и абразией;

- район с равнинным рельефом, обусловленным озерной аккумуляцией;

- район с холмисто-моренным ландшафтом.

На фоне перечисленных выше ландшафтов можно выделить еще участки со скоплениями камов и озов.

На территории Мурманской области отмечается большое разнообразие форм

рельефа, отвечающих "скульптурному орнаменту". В процессе ледниковой экзарации образовались трюги, кары, желоба выпаживания, бараньи лбы, курчавые скалы, обточенные вершины гор (гигантские бараньи лбы), ледниковые борозды, шрамы и т.д.

В результате аккумулятивной деятельности последнего ледника был сформирован языково-аккумулятивный тип рельефа: моренные равнины, холмы и гряды, друмлины и конечные морены. Последние две формы рельефа встречаются редко.

К формам рельефа, связанным с аккумулятивной деятельностью внутриледниковых озер и потоков, относятся генетически связанные друг с другом камы и озы, распространенные на всей территории Мурманской области, иногда в виде скоплений этих форм. Отмечены крутобокие куполообразные камы высотой до 40 м, плоские и невысокие, а также камовые террасы. Озовые линейные гряды достигают высоты 50 м и протяженности до десятков и более километров (например, камово-озовые дуги на юго-востоке Кольского полуострова Кейва-1 и Кейва-2 хорошо дешифрируются даже на космических снимках). Но есть и более сложные образования - причудливо-узурчатые и извивающиеся гряды высотой до 4-5 м (например, между озерами Верхним Волчьим и Кашкоозером). Сливаясь с невысокими камами и озами, они образуют в плане формы колец, скобок, запятых и т.д. Происхождение этих сложных форм проблематично. Аккумулятивная деятельность приледниковых водных потоков сформировала зандры и флювиогляциальные дельты с осадками мощностью до ста и более метров (Кола, Мурмаши, Титовка и др.). При этом не исключено, что часть этих образований может быть реликтами аккумулятивной деятельности морских заливов.

К формам рельефа, сформировавшимся в результате аккумулятивной и абразионной деятельности водных бассейнов и речной эрозии, относятся:

- речные террасы, возникшие в результате речной аккумуляции и эрозии;
- аккумулятивные равнины и террасы, обусловленные аккумулятивной деятельностью пресноводных бассейнов (ледниковых, позднеледниковых и постледниковых);

- морские террасы, береговые валы и абразионные уступы, образованные в результате морской аккумуляции и абразии в процессе неоднократных трансгрессий и регрессий или скачкообразных изменений уровня моря, а также резких скачкообразных поднятий суши.

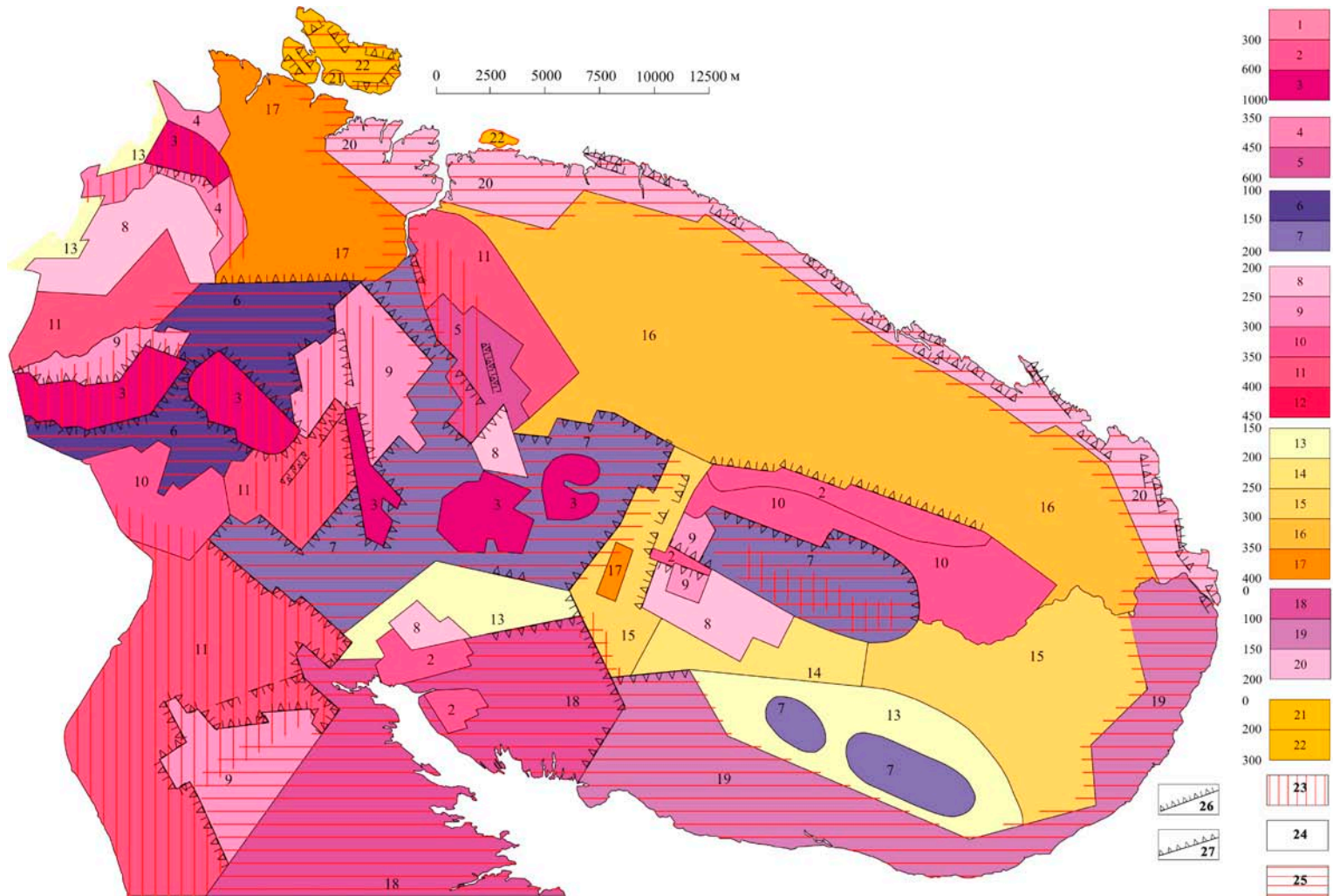
Абразионные уступы, валы, морские и озерные террасы отмечены во многих районах Мурманской области и на разных высотах - от 1 до 250 м (например, на склонах Колвицких и Кандалакшских тундр) выше современного уровня моря.

В процессе морозного выветривания сформированы нагорные террасы (например, в Панских тундрах), цирки и кары на склонах Хибин, Ловозерских, Волчьих и Сальных тундр с отвесными стенками высотой до 200-300 м. С процессами солифлюкции связано формирование солифлюкционных террас и валов, земляных рек и шлейфов, а также преобразование более ранних форм рельефа. Формы, связанные с заболачиванием, - торфяные бугры и торфяные низины, сложенные толщами торфа. Эоловые формы (дюны и др.) проявлены на Терском побережье и особенно ярко в районе с. Варзуга.

В последующей главе при описании геоморфологии рудных районов кроме данных, отраженных на рисунках 2.16-2.18, учитываются данные, отраженные на геоморфологических картах Кольского полуострова - карте морфоструктур (рис.2.19) и карте морфоскульптур м-ба 1:2500000, составленных А.Л.Кудлаевой в 1980 году. Они вошли в неопубликованный атлас в составе 13 карт (геологической, тектонической, сейсмичности, магматических формаций и т.д.) Мурманской области, составленный в Геологическом институте КНЦ РАН.

Рис.2.19. Геоморфологическая карта Кольского полуострова (морфоструктуры). Составлена А.Л.Кудлаевой в 1980 году по материалам Геологического института КНЦ РАН и ПГО "Севзапгеология":

1-20 - морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита. 1-5 - денудационно-тектонический рельеф: 1-3 - глыбовые низкие островные горы и крупные возвышенности, сложенные докембрийскими кристаллическими и метаморфическими или палеозойскими магматическими образованиями, соответствующие интенсивно и умеренно поднятым блок-синклиналям и блок-магматическим телам, приуроченным к глубинным долгоживущим зонам сочленений крупных блоков земной коры или к узлам пересечений глубинных разломов; 4-5 - глыбовые холмогорья, сложенные докембрийскими кристаллическими образованиями и соответствующие умеренно поднятым гетерогенным блокам, сопряженным с глубинными долгоживущими разрывными нарушениями; 6-20 - структурно-денудационный рельеф: цокольные равнины, выработанные в докембрийских кристаллических и метаморфических образованиях, соответствующие слабо-, очень слабо-поднятым или относительно опущенным гетерогенным блокам с различными уклонами своих поверхностей: 6-7 - субгоризонтальные; 8-12 - наклонные; 13-17 - слабонаклонные; 18-20 - слабонаклонные ступенчатые; 21-22 - морфоструктура платформенных областей (полуостровов Рыбачий, Средний и острова Кильдин) - структурно-денудационный рельеф: пластовые, слабонаклонные ступенчатые равнины, сформировавшиеся на верхнепротерозойских метаморфизованных первичноосадочных образованиях, нарушенные блоковыми деформациями небольшой амплитуды; 23-25 - косвенная характеристика возраста морфоструктур: 23 - унаследованно-возрожденные морфоструктуры; 24 - древнеунаследованные; 25 - морфоструктуры, сформировавшиеся преимущественно на новейшем этапе; 26 - денудационно-тектонические уступы, четко выраженные в рельефе; 27 - денудационно-тектонические уступы, менее четко выраженные в рельефе



2.3. Районирование Мурманской области

Прежде всего, приведем пояснения по поводу семантики термина "рудный район". Геологический словарь дает следующее определение: "*Район рудный (Р. р.) - рудоносная территория относительно изометрической или неправильной формы, представляющая собой часть металлогенической провинции, обл., зоны. Характеризуется определенными геол. и металлогеническими особенностями (развитием рудных формаций или рудных м-ний одного или нескольких металлов). Понятие о Р. р. введено С.С.Смирновым в конце 30-х гг. Р. р. обычно разделяются между собой слабоминерализованной территорией; для тех районов, где развита горная промышленность, понятие о Р. р. совпадает с понятием об экономическом, а иногда и административном р-не ...*" [Геологический словарь, 1978, Т.2]. Данное определение ясно показывает неоднозначность трактовки и спектр подходов к формированию этого понятия, а также диктует необходимость при выделении рудных районов отдельно оговаривать смысловое наполнение термина. Не рассматривая в деталях тонкости и различия в формулировках различных авторов, приведем перечень основных групп критериев и признаков, используемых для классификации рудных районов: структурные, рудно-формационные (металлогеническая специализация), вещественные (минералого-геохимические соотношения), возрастные и пространственные соотношения, экономические, географические, административное деление, геодинамический режим и условия формирования. Набор вышеперечисленных составляющих выбирается в зависимости от целевого предназначения, области или отрасли применения. В целом можно сгруппировать омонимичные варианты в несколько семантических групп: геологическая, горнопромышленная и географо-экономическая.

В геологической семантической группе термин "рудный район" несет преимущественно геологическую смы-

словую нагрузку: структурную и/или генетическую, и/или формационную, и/или минералого-геохимическую. Примером геологического подхода к смысловому наполнению понятия "рудный район" является первая часть вышеуказанного определения [Геологический словарь, 1978, Т.2].

Горнопромышленная формулировка, как правило, отражает исторически сложившуюся недропользовательскую структуру и специализацию. Спецификой развития Мурманской области являлось строительство больших по рамкам Севера городов и поселков-спутников непосредственно около ГОКов с объединенной социальной и коммунальной инфраструктурой. Отчетливо наблюдается тенденция развития экономики области за счет освоения рудных районов - локальных территориально-географических комплексов, характеризующихся определенной совокупностью полезных ископаемых, горнотехнических и географо-экономических условий. Всего за годы Советской власти было сформировано 6 таких районов: Печенгский (АО "Печенганикель"), Оленегорский (АО "Оленегорский ГОК"), Мончегорский ("Североникель"), Ловозерский ("Севредмет"), Кировско-Апатитский (комбинат "Апатит") и Ковдорский ("Ковдорский ГОК", "Ковдорслюда"). Кроме вышеперечисленных районов, оказались нереализованными планы создания самого большого горнорудного центра на Кольском полуострове - Кейвского, нацеленного, в основном на добычу кианитов, а также на освоение месторождений редких и редкоземельных элементов. Из 300 км железной дороги к 1953 г. оставались недостроенными чуть более 100 км.

Выделение рудных районов по географо-экономическому принципу подразумевает тесную связь административно-территориального деления со сложившейся горнорудной промышленностью, экономикой, кадровыми и прочими ресурсами. Размер рудного района по любой из приведенных классификаций со-

ставляет сотни - первые десятки тысяч квадратных километров.

При объединении геологического и географического (территориального) значений термин "рудный район" можно достаточно близко соотнести с понятием "район работ (по изучению недр)". "Геология района работ" является обязательной составной частью проектных и отчетных материалов по геологическому изучению недр. В этом разделе приводятся обобщенные сведения по геологическому строению, литологии и стратиграфии, магматизму и метаморфизму, тектонике и полезным ископаемым района, необходимые для установления особенностей и закономерностей размещения и генезиса исследуемых объектов.

Следует отметить, что в настоящее время нет единого унифицированного справочного издания по районированию Мурманской области и описанию рудных (рудно-экономических, геолого-структурных и т.п.) районов в едином ключе. Особенно остра эта проблема применительно к вопросам сопряжения и соотношения различных районов и их обрамлений. Представляется некорректным и недопустимым описание одних и тех же геологических процессов или образований в разных районах с использованием противоречивых или не увязанных логических построений и терминологического аппарата. Поэтому одной из основных целей настоящей монографии стало создание комплексного унифицированного описания рудных районов Мурманской области, обобщающего и систематизирующего на современном уровне знаний многочисленные сведения по различным аспектам геологии с учетом новых геохронологических и структурных данных. Кроме того, к задачам проекта относились фактографическое отображение географо-экономических условий, исторически сложившейся горнорудной инфраструктуры, а также прогнозная оценка потенциальных направлений освоения недр Кольского региона.

По "Геологическому словарю" рудные районы "... разделяются между собой слабоминерализованной территории

ей", не являющейся рудным районом по данному определению [Геологический словарь, 1978, Т.2]. Соответственно, в результате выделения рудных районов по этому принципу карта Кольского региона будет иметь пятнистый вид с неизменными границами. Для реализации целей и задач настоящей работы авторы посчитали возможным отойти от классических и статических формулировок и предложить рассматривать рудные районы как срез современного состояния совокупности геологических, географо-экономических, промышленных и социальных условий. В предлагаемом авторами подходе производится районирование Мурманской области со 100% перекрытием территории, невзирая на промышленную значимость рудной минерализации и экономического потенциал района (рис.2.20, табл.2.3). Образно говоря, применяется не выделение, а разбиение территории на условные районы.

Ранг рудного района при проведении иерархического ранжирования геологического строения Мурманской области, как правило, займет промежуточное положение по отношению к региональным структурам 1-2-го порядка (террейны, домены, зеленокаменные пояса, рифтогенные зоны и другие пояса) и отдельным массивам, месторождениям или локальным структурам, однако не исключено также трансцендентное отношение, т.е. район может включать целиком или фрагментарно региональные структуры.

В настоящей работе под рудным районом подразумевается геолого-территориальная единица Мурманской области, включающая или фрагмент, или одну, или несколько крупных геологических структур, характеризующихся общностью геолого-экономических, административных и историко-социальных черт (геологическое строение, транспортная и энергетическая инфраструктура, административное и географо-экономическое положение, степень освоения и изученности, трудовые ресурсы, горнорудные и перерабатывающие мощности, специализация МСБ и другие). Каждый из районов имеет неравнозначную промышленную,

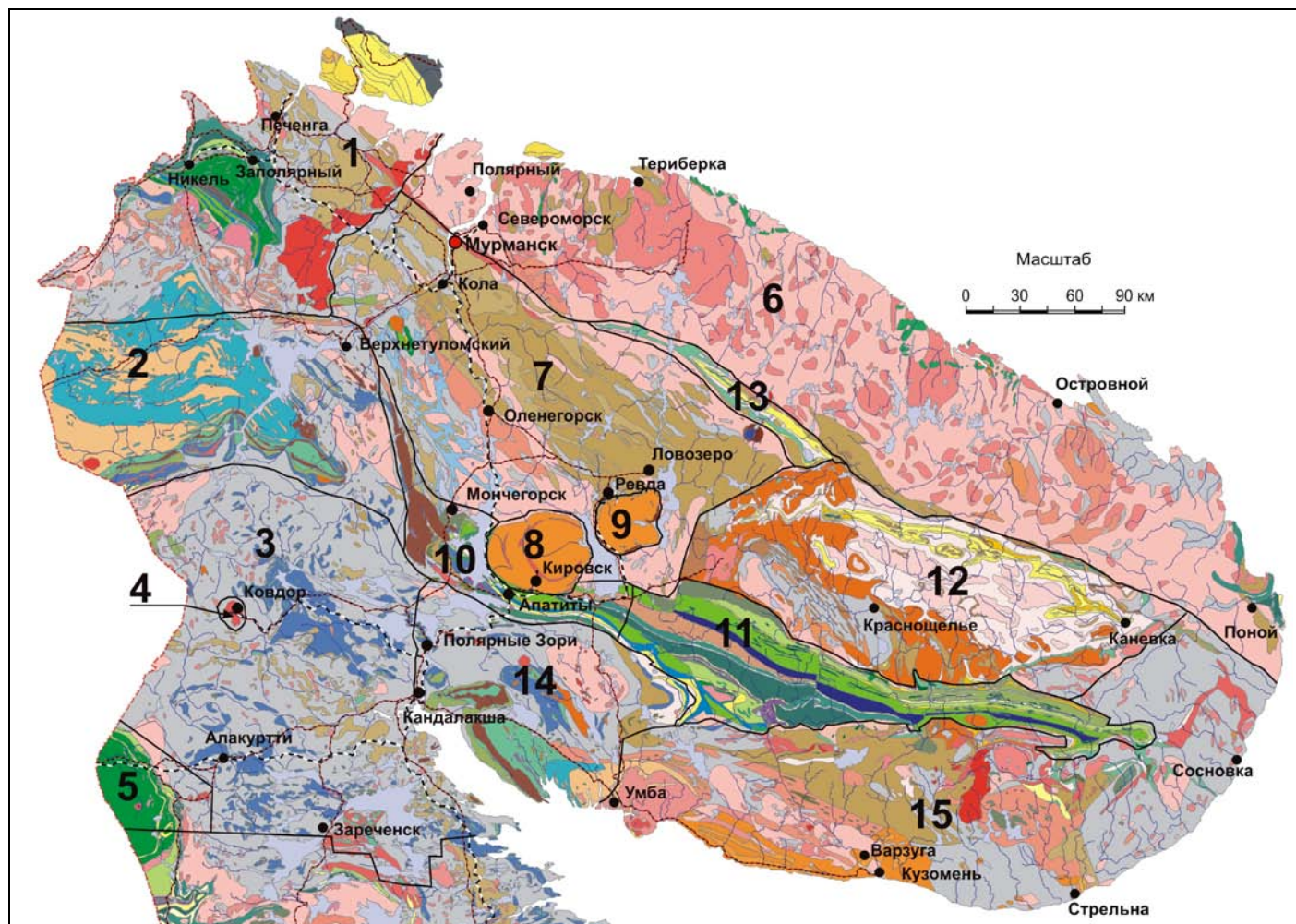


Рис.2.20. Рудные районы Мурманской области

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ
Районирование Мурманской области

экономическую, экологическую (рекреационные и биоресурсы) и иную ценность, поэтому при районировании Кольского полуострова учитывалась относительная весовая роль всех из вышеперечисленных критериев. Обоснование границ проводилось с учетом уже сформировавшихся и потенциально возможных горнорудных районов, имеющейся транспортно-экономической инфраструктуры, расположения охраняемых территорий, геологической изученности, рудного потенциала и специализации. Количество и границы выделенных рудных районов, по мнению авторов, являются оптимальными в свете современного уровня геологических знаний, состояния экономики и горнорудной промышленности. В то же время дальнейшее развитие знаний о недрах края, промышленной и социальной инфраструктуре допускает возможность частичного пересмотра границ и количества выделяемых районов. Более того, недра некоторых районов с большой степенью вероятности в обозримом будущем осваиваться не будут. Предлагаемая схема районирования (см. рис.2.20) носит прогностический характер, а описания районов предоставляют комплекс исходных данных (географо-экономические условия, геоморфология, структурно-тектоническое районирование с описанием главных структур, массивов и т.д., глубинное строение по результатам ком-

Таблица 2.3
Список рудных районов

Рудный район	Номер на рис.2.20
Печенгско-Аллареченский	1
Лапландский	2
Беломорский	3
Ковдорский	4
Куолярвинский	5
Мурманский	6
Оленегорский	7
Хибинский	8
Ловозерский	9
Мончегорско-Апатитский	10
Имандра-Варзугский	11
Кейвский	12
Колмозеро-Вороньинский	13
Кандалакшский	14
Терский	15

плексной интерпретации сейсмогеологических данных, стратиграфия, магматизм и полезные ископаемые) для обоснования целесообразности их освоения.

Объемы и детальность описания отдельных районов неравнозначны в связи с различиями в степени изученности, широте охвата научными и тематическими работами, а также наличием или отсутствием оригинальных авторских материалов и наработок по рассматриваемым вопросам.

Глава 3. РУДНЫЕ РАЙОНЫ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

3.1. Печенгско-Аллареченский рудный район

3.1.1. Географическое и административное положение

Печенгско-Аллареченский рудный район (№ 1 на рис. 2.20) расположен в северо-западной части Кольского полуострова за Полярным кругом в пределах $68^{\circ}40' - 69^{\circ}55'$ северной широты и $29 - 32^{\circ}$ восточной долготы. Простирается он от Баренцева моря на севере и почти до реки Лотта на юге. На западе граничит с Норвегией и Финляндией. Охватывает площадь около 7.3 тыс. км² территорий Печенгского и Кольского административных районов Мурманской области (см. рис.2.1, 2.3).

Рельеф Печенгско-Аллареченского района представлен морфоструктурами и морфоскульптурами разнообразных типов (см. рис.2.19). В центральной части района наблюдаются, в основном, унаследованно-возрожденные морфоструктуры денудационно-тектонического рельефа - глыбовые низкие островные горы и крупные возвышенности Печенгских тундр с преобладающими высотными отметками 350-600 м. Самая высокая гора Куорпукас с в.о. 631 м. Этот рельеф соответствует интенсивно и умеренно поднятым блокам, ограниченными зонами долгоживущих разломов.

В северной и северо-восточной части района структурно-денудационный рельеф представлен слабонаклоненными цокольными равнинами со слаборасчлененными опущенными и поднятыми блоками, с холмистыми на севере и увалистыми на востоке формами с высотными отметками 150-350 м и отдельными вершинами выше 503 м (гора Пасаритунтури). Морфоструктуры Баренцевоморского побережья сформированы преимущественно на новейшем этапе четвертичного времени. На востоке широко распространены камы и друмлины.

В южной части района структурно-денудационный рельеф имеет слабонаклоненный цоколь со слаборасчлененными равнинами и с увалистыми формами,

которые являются морфоскульптурами, унаследовано развивающимися под контролем морфоструктурных условий. Широко развиты флювиогляциальные долины, камы и друмлины. Высотные отметки укладываются в интервал 150-250 м и редко более. Большинство депрессий ориентировано в северо-восточном направлении.

На территории Печенгско-Аллареченского района расположено значительное количество мелких и средних по размерам озер. Самые крупные - Хутоярв, Алла-Аккаярви, Паий-Аккъяур, Няаннамъярви и др. Почти на всем протяжении вдоль границы с Норвегией расположена озерно-речная система. Большинство рек впадает в Баренцево море и приурочено к депрессиям северо-западного простирания. Самые протяженные из них - Печенга, Титовка. В южной части района сток вод озерно-речной системы в реку Лотта и Верхнетуломское водохранилище. Район сильно заболочен.

К северу от Печенгских тундр вершины гор и верхние части склонов до отметок 150-200 м безлесны. Ниже появляется древесная растительность вплоть до сосново-березового леса в наиболее пониженных частях. В южной части Печенгского рудного района растительность намного богаче. Широко развиты сосновые и еловые леса. В участках развития сосновых лесов проводились лесоразработки Верхнетуломским леспрохозом.

Климат Печенгского района морской, полярный. Лето длится 2.5-3 месяца, дождливое, пасмурное. Зима мягкая, ветреная, с частыми оттепелями. Среднегодовая температура воздуха составляет 0°C. Снег выпадает в сентябре, а сходит обычно в мае-июне. Зимой часты сильные метели со снежными заносами.

Основой экономики и основным градообразующим предприятием в районе является горно-металлургический комбинат "Печенганикель", РАО "Норильский никель", горные и обогащительно-металлургические цеха которого дейст-

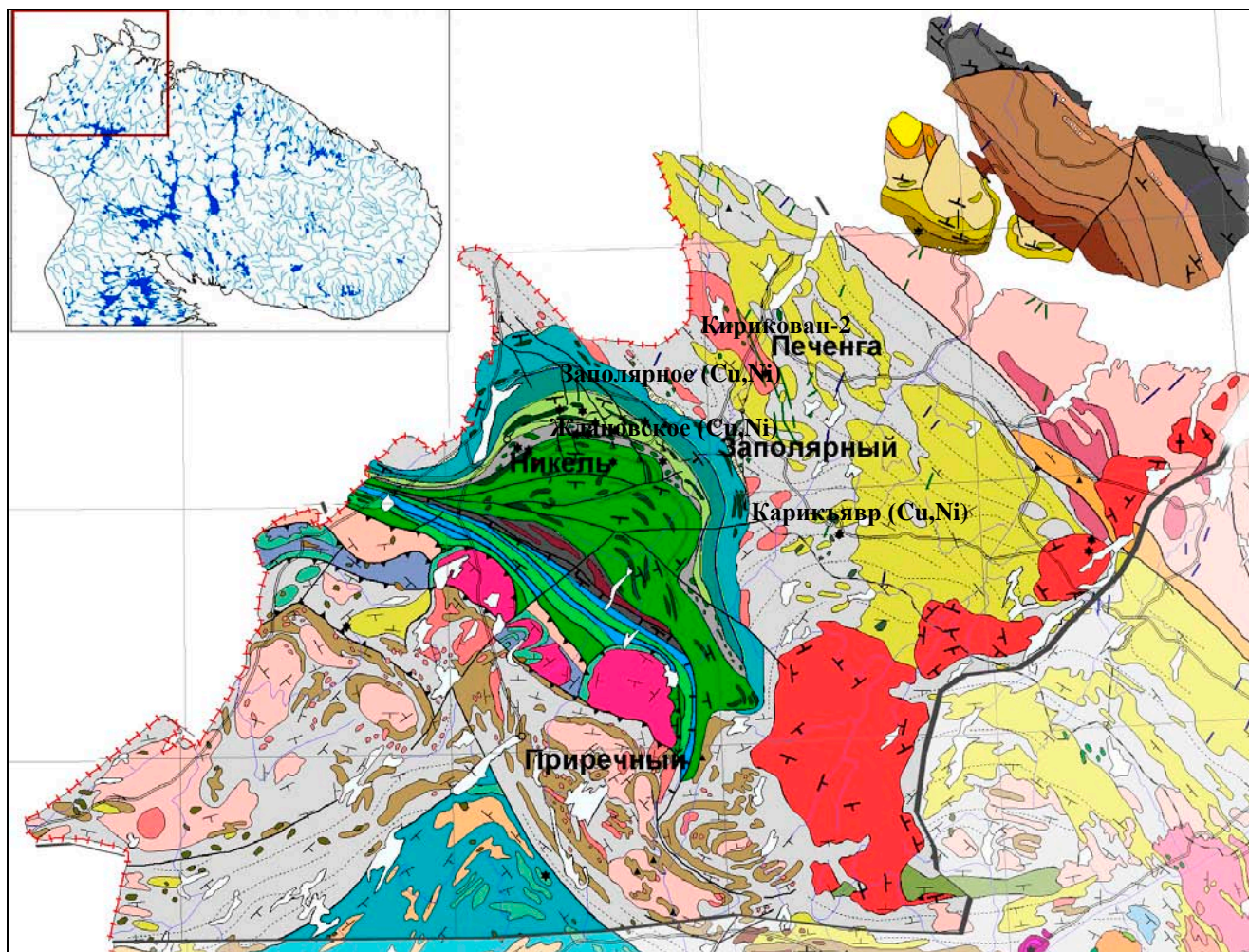


Рис.3.1. Печенгско-Аллареченский рудный район (основные элементы легенды – см. Приложение 2)

вуют в районе г.Заполярный и пос.Никель. Кроме того, на территории района расположено несколько поселков других ведомств (РАО ЕЭС России, Минобороны).

Комбинат и населенные пункты района связаны с областным центром шоссейной и железной дорогами. Расстояние от г.Заполярный до г.Мурманск составляет по железной дороге 164 км. Район также связан хорошими автомобильными дорогами с Норвегией и с Финляндией. Автомобильные дороги есть также до пос.Приречный, Лиинахамари и др. и на полуострова Средний и Рыбачий.

По территории района проходят высоковольтные линии электропередач. Энергетической базой района является каскад Пазских электростанций, построенных на пограничной с Финляндией и Норвегией реке Паз, включенных в общую систему "Колэнерго".

Собственной топливной базы район не имеет, лесом снабжается из Архангельской области и Республики Карелия. В стадии разработки находится организация по выращиванию семги по норвежской технологии в районе Лиинахамари.

3.1.2. Геологическое строение

В структурном отношении Печенгско-Аллареченский район (рис.3.1) является частью наиболее древней Кольско-Лапландско-Карельской провинции Балтийского (Фенноскандинавского) щита и включает кроме северо-западной части Мурманской области прилегающие территории Северной Норвегии (Финнмарк) и Северной Финляндии (Финская Лапландия). В структурно-тектоническом отношении он представляет собой северо-западную часть Лапландско-Кольско-Беломорского коллизииона [Mitrofanov, 1995] или Лапландско-Карельско-Кольского орогена с возрастом 2.9-2.5 млрд лет [A continent ..., 1992], пережившего затем сариолий-людиковийский этап рифтогенеза и коллизиию в калевийское время.

В пределах Печенгско-Аллареченского рудного района выделяются

фрагменты практически всех крупных структур Кольского региона - Мурманского, Кольского, Инари и Беломорского террейнов, Лапландского гранулитового пояса и раннепротерозойского палеорифтогенного Печенга-Имандра-Варзугского пояса (рис.3.2).

С юга к Печенгско-Аллареченскому району примыкает Лапландский район, охватывающий часть Лапландского террейна, в который входит и Лапландский гранулитовый пояс. С севера к Мурманскому домену (террейну) примыкают осадочные образования среднего и верхнего рифея верхнего протерозоя, слагающие полуострова Средний и Рыбачий. С востока Печенгско-Аллареченский район ограничен интрузиями лицко-арагубского комплекса гранит-гранодиоритов, которые расположены в зоне северо-восточного простиранья. Это массивы (с юго-запада на северо-восток) - Лицкий, Лебяжинский, Няляврский, Портлублинский, Большой Урагубский, Арагубский, Малый Арагубский. В северо-восточной части Печенгско-Аллареченского рудного района выделяется северо-западный фрагмент Мурманской гранит-зеленокаменной области или Мурманского домена (террейна) - участок Устоярви (рис.3.3). При геолого-съемочных работах в разные годы В.С.Богдановой, В.А.Костиным, М.В.Минцем и др. в пределах северо-западной части Мурманского домена отмечались многочисленные и разнообразные по форме и размерам тела биотитовых гнейсов и амфиболитов без установления их первичной природы.

Участок Устоярви площадью около 150 км², на котором проводились дополнительные работы в течение 96-98 гг., расположен в самой западной части указанного фрагмента Мурманского домена - между губами Печенга и Титовка. С юга он ограничен системой субширотных разломов от образований Серварангер-Кольского террейна, являющегося северо-западным фрагментом Кольского домена (составного террейна). На севере участок Устоярви по перешейку полуострова Средний граничит с осадками верхнего рифея [Вороняева, Пожиленко, 1999].

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ
Печенгско-Аллареченский рудный район

В пределах участка Устойярви среди разновозрастных позднеархейских и раннепротерозойских гранитоидов и гранито-гнейсов закартированы многочисленные фрагменты структур, сложенные полосчатыми и слоистыми гнейсами и амфиболитами, в которых присутствуют также линзы и пластообразные тела метаультрабазитов. Фрагменты структур разнообразны по размерам, форме и внутреннему строению. В южной части преобладают линейные линеаризированные и реже - линейные с автономными складчатыми структурами толщи амфиболитов и гнейсов мощностью до 1.5 км и суммарной протяженностью до 15 км. И простираются они на продолжении тектонической шовной зоны, к которой приурочены Урагубский и Колмозеро-Вороньинский зеленокаменные пояса. К северо-востоку от этой зоны толщи амфиболитов, переслаивающиеся с гнейсами, имеют меньшую мощность. Они слагают фрагменты разноориентированных антиформных или синформных структур. Слоистость и полосчатость в них падает под углами от 50 до 80°. Линзы и пластообразные тела метаультрабазитов залегают конкордантно со слоистостью. И приурочены, в основном, к амфиболитам, их размеры составляют от 2х5 м до 100х300 м.

Толщи гнейсов и амфиболитов почти не мигматизированы. Сохранились ре-

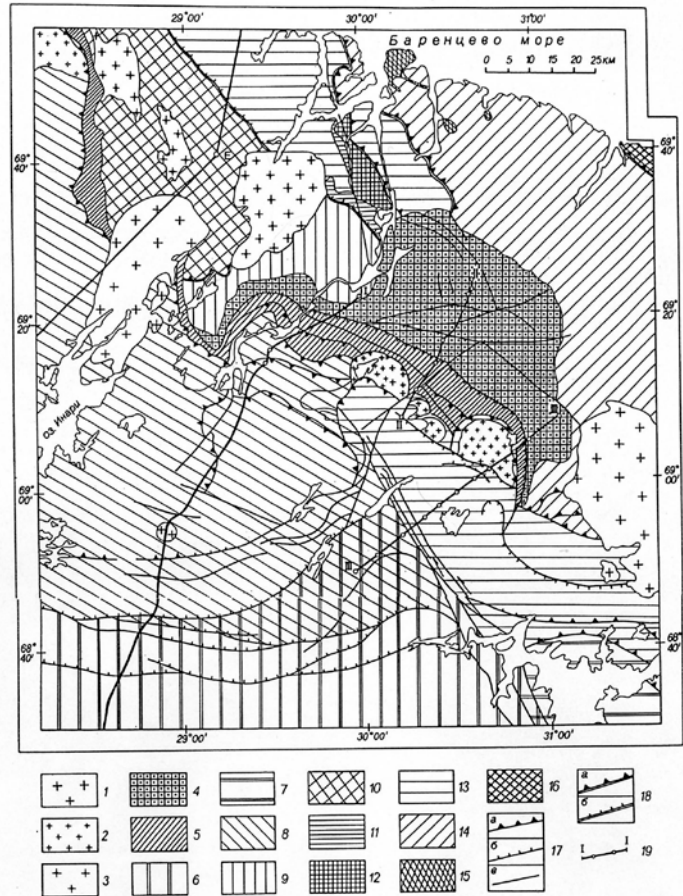


Рис.3.2. Схема главных геолого-структурных элементов Лапландско-Печенгского района. Составил В.И.Пожиленко [Сейсмогеологическая ..., 1997].

Раннепротерозойские интрузии: 1 - граниты, гранодиориты Вайноспаа и лицко-арагубского комплекса; 2 - плагиограниты, гранодиориты Каскельярского, Шуонинского и Руосельского куполов; 3 - граниты Нейден; раннепротерозойские структурно-вещественные комплексы: 4 - Северо-Печенгская зона; 5 - Южно-Печенгская зона, структуры Пасвик и Полмак; 6 - Лапландский гранулитовый комплекс; позднеархейские структурно-вещественные комплексы: 7 - Беломорский террейн, Нотозерский блок; 8 - террейн Инари; 9-15 - Серварангер-Кольский террейн, комплексы Сванвик (9), Гарсио (10), Браннфиллет (11), Бьерневатн (12), Варангер, Киркенес и Хутоявр (13), Ярфиорд-Кола (14), Хомпен (15); 16 - Мурманский террейн, Титовский блок; 17 - раннепротерозойские надвиги (а), крутопадающие (б) и субвертикальные (в) разломы; 18 - позднеархейские надвиги (а) и крутопадающие (б) разломы; 19 - геофизические профили: I-I, II-II и III-III

ликти псаммитовых структур в гнейсах и реликты миндалекаменных текстур в амфиболитах, а также разнообразные типы

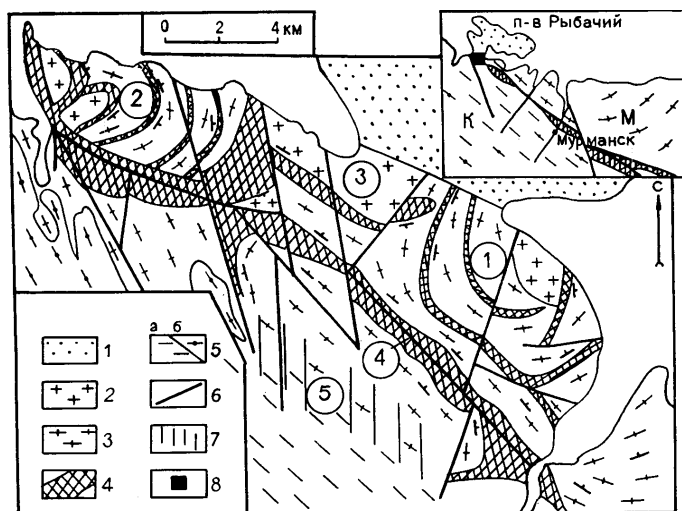


Рис.3.3. Схематическая геологическая карта участка Устоярви и его положение. Составили Л.В.Вороняева и В.И.Пожиленко:

1 - рифейские осадочные породы; 2 - позднеархейские граниты. Верхний архей: 3 - гранито-гнейсы и гнейсы; 4 - амфиболиты и гнейсы; 5 - амфибол-биотитовые гнейсы и мигматиты (а), глиноземистые гнейсы (б); 6 - разломы; 7 - зона интенсивной мигматизации; 8 - участок Устоярви. М - Мурманский, К - Кольский террейны; Цифры в кружочках: 1 - Восточная синформа; 2 - Западная антиформа; 3 - Северная моноклираль; 4 - Центральная линейаризированная зона; 5 - Южная зона

слоистости - от тонкой до грубой. Петрохимический состав гнейсов отвечает породам кисло-среднего состава, аналогами которых могут быть не только осадочные, но и вулканогенные образования. Амфиболиты по химическому составу соответствуют толеитовым базальтам, а метасульфиды - перидотитовым и пироксенитовым коматиитам.

Образования, слагающие южную линейную зону и расположенные в шовной зоне между Мурманским доменом и Серварангер-Кольским террейном, вероятно, можно рассматривать как продолжение фрагментов зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья-Урагуба. На остальной территории Устоярви фрагменты структур, сложенных супракрустальными образованиями, по составу частных разрезов (т.е. по составу и характеру чередования породных ассоциаций) более похожи на разрезы по Енскому зеленокаменному поясу (ЗКП). Но если в Енском (ЗКП) Беломорского домена (составного

террейна) основными структурообразующими процессами были пликативные деформации, то на Устоярви - разрывные, проявившиеся в эпизоне. Об этом могут косвенно свидетельствовать и возраста закрытия Ar-Ar изотопных систем в амфиболитах - позднеархейские в пределах Мурманского домена и раннепротерозойские - в Беломорском домене (составном террейне) [De Jong et al., 1996].

Печенгско-Варзугский пояс в пределах рассматриваемого района представлен тремя основными структурами, которые сложены породами нижнепротерозойского комплекса: Печенгская или Печенга (Мурманская область России), Пасвик (Северная Норвегия) и Полмак (Северная Финляндия), которые относятся к северо-западной части пояса, ограниченной на западе аллохтоном норвежских каледонид.

Наиболее крупная из них - Печенгская структура. В ней выделены три зоны [Докембрийская тектоника ..., 1992].

1. Северо-Печенгская мульда моноклинально-брахиформного строения, сложенная незначительно нарушенными автохтонами вулканогенных и осадочных пород.

2. Южная зона сложного строения, представленная ансамблем купольно-блоковых, складчатых, надвиговых и других структур, в строении которых участвуют разновозрастные позднеархейские и раннепротерозойские породы.

3. Промежуточная зона, называемая в литературе по-разному (Пороярвинская, Южно-Печенгская, Порыташская), интенсивно линейаризированная, состоящая из тектонических пластин (аллохтонов),

надвинутых на Северо-Печенгскую мульду и сложенных, вероятно, только раннепротерозойскими породами.

Граница между Северной и Южной зоной обычно проводится по Промежуточной зоне или по зоне Порьиташского разлома, которая прослеживается южнее гор Порьиташ и Лак-Порьиташ и, судя по геофизическим данным, падает на юг под углами 50-60°.

Северная зона (или Северо-Печенгская мульда) разделяется в свою очередь на три блока с автономным строением. Согласно схеме А.Т.Радченко и Н.А.Кравцова [Магматизм ..., 1995], они разграничены Шульгяурским и Луоттнинским разломами взбросово-надвигового типа со значительной сдвиговой амплитудой. Шульгяурский разлом падает на юг под углами 70-80°. Луоттнинский разлом имеет более сложную форму: от субвертикального на северо-востоке до крутого, а затем пологого на западном фланге, где он сопрягается с Шульгяурским и Порьиташским разломами. Западная часть блоков смыкается в единую моноклиналичную зону, где сходятся структурообразующие разломы. В восточных и юго-восточных частях блоков наблюдаются складчатые изгибы слоев, которые почти под прямым углом сочленяются с частью блоков, расположенных южнее. Шульгяурско-Кучинтундровский блок имеет моноклиналичное строение, осложненное в центральной части пологой мульдой, которая ограничена на юго-востоке Порьиташским разломом. Ядерная часть этой мульды сложена вулканогенными породами суппваарской свиты, а западный и восточный фланги - матертской свиты пильгяурвинской серии [Магматизм ..., 1995] или породами пильгяурвинской свиты [Объяснительная ..., 1994]. Центриклинальное замыкание в районе г.Кучин обусловлено сочленением двух типов структур: мульдообразной (Северо-Печенгская зона) и купольно-надвиговой (Южно-Печенгская зона). Матертский блок характеризуется как открытая на юго-запад мульда. Юго-восточное крыло ее редуцировано с утыканием в Шульгяурский разлом, а запад-

ное крыло выклинивается, будучи блокированным двумя виргирующими разломами. Судя по расположению маркирующих горизонтов, породы имеют устойчивое западное простирание. Строение Куорпукасского блока трактуется двояко: как мульдообразное с южным крылом, расположенным севернее Луоттнинского разлома [Верба и др., 1975], или как моноклиналичное, осложненное внутренним разломом, по которому южная часть этого блока была взброшена к северу с вертикальной амплитудой около 1 км [Магматизм ..., 1995].

Взбросо-надвиговые нарушения играют определяющую роль и в структуре Печенгского рудного поля [Магматизм ..., 1995]. В результате тектонических движений большинство рудоносных интрузий превращены в кулисообразно надвинутые друг на друга в северо-западном направлении тела. В то же время имеются признаки существования более ранней системы диагональных нарушений северо-западного направления, контролирующей размещение ранних интрузий пироксенит-верлитового состава (Пахтаярви) и даек ферропикритовой серии (Нясюкка).

В пределах Южной зоны выделяются две подзоны с купольно-блоковым строением фундамента - Пороярвинская и Шуони-Каскельярская, которые включают в себя Каскельярский, Шуонинский и другие купола [Загородный, Радченко, 1988; Докембрийская тектоника ..., 1992; Магматизм ..., 1995].

Северной границей Пороярвинской подзоны служит Порьиташский разлом, южная же граница определяется сложным сочетанием систем субширотных надвигов и поперечных разломов северо-восточного направления. Последние делят подзону на ряд более мелких блоков, различающихся фаціальным составом вулканогенно-осадочных образований и мощностями разрезов одних и тех же толщ. В пределах Пороярвинской подзоны широко развиты продольные узкие изоклиналичные складки типа линейных с крутым падением крыльев, иногда опрокинутые на северо-восток, и поперечные

более пологие перегибы, осложненные разрывными нарушениями. Осевые поверхности продольных складок, которые прослеживаются на первые десятки километров, ориентированы согласно с общим простиранием подзоны, имея крутое падение на юг.

Для Шуони-Каскельярской подзоны характерным является купольно-блоковое строение. Купола, сложенные породами серии плагиогранитов-гранодиоритов-диоритов, ограничены пологопадающими нарушениями надвигового типа. В межкупольных пространствах залегают преимущественно гнейсы и сланцеватые амфиболиты, часть из которых коррелируется на основе геохимических данных с вулканистами Южной зоны, а часть, по-видимому, представляет собою реликты архейского комплекса [Smolkin et al., 1995].

Западным продолжением Печенгско-Варзгского пояса являются структуры Пасвик и Полмак. В плане они представляют собою две крупные асимметричные складки с левосторонним рисунком, образованные в результате левостороннего сдвига-надвига. Размер малого крыла одной из складок составляет на современном уровне эрозионного среза около 15-20 км. В пределах структур наблюдаются редуцированные разрезы карельского комплекса, интродуцированного мало-мощными интрузиями габбро-верлитов [Kesola, 1991; Melezhik et al., 1994]. Структуры разделены интрузией гранитоидов Вайноспаа, которая близка по возрасту и геохимическим особенностям к интрузиям лицко-арагубского комплекса. Первичные стратиграфические контакты с фундаментом сохранились лишь местами (например, базальные конгломераты Ахвенселка и Неверскрукк). В большинстве же случаев раннепротерозойский комплекс является аллохтоном по отношению к подстилающим породам Серварангер-Кольского террейна. На западе и юго-западе породы структур Пасвик и Полмак контактируют с породами террейна Инари по разломам надвигового типа, которые полого падают на запад и юго-запад. В зоне их влияния широко

развиты процессы ультрабластомилонитизации. Мощность таких зон колеблется от несколько сотен метров до двух-трех километров. Надвиговые зоны широко развиты внутри структур Пасвик и Полмак, а также в подстилающих комплексах Гарсио и Сванвик [Gaal et al., 1989].

Фундаментом для северных зон Печенгской, Пасвик и Полмак структур является Серварангер-Кольский террейн, который был выделен Л.Ф.Добржининой с соавторами [Dobrzhinetskaya et al., 1995]. Он имеет четкую границу с Мурманским террейном по системе разломов, поверхности которых падают в северо-восточном направлении и прослеживаются, по геофизическим данным, до глубины 35-40 км. Террейн очень неоднороден по составу и строению и сложен преимущественно структурно-формационными комплексами позднего архея, которые претерпели существенные структурно-вещественные преобразования в позднем архее и менее значительные - в раннем протерозое. Основными структурно-вещественными комплексами, слагающими террейн, являются Хомпен, Ярфиорд-Кола, Киркенес, Варангер, Бьерневатн, Браннфиллет, Гарсио, Сванвик и Хутоярв (рис.3.4). Они ограничены, за исключением Хомпен-гнейсов, разломами или зонами бластомилонитов.

Хомпен-гнейсы (как условный структурно-вещественный комплекс) выделены в северо-западной части комплекса Ярфиорд-Кола. Они слагают ядерные части антиформ и представляют собою биотит-амфибол-диопсид- и гиперстенсодержащие гранодиориты, тоналиты, серые гнейсы с пластовыми телами амфиболитов. По цирконам из тоналитов получены древние датировки - 2902 ± 9 млн лет [Levchenkov et al., 1995].

Комплекс Ярфиорд-Кола сложен, главным образом, сложно дислоцированными толщами орто- и парагнейсов, метаморфизованными в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фаций, а также интрузивными образованиями: эндробитами, чарнокитами, монцонитами, тоналитами, мигматитами и гранито-гнейсами. Один из этапов

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ
 Печенгско-Аллареченский рудный район

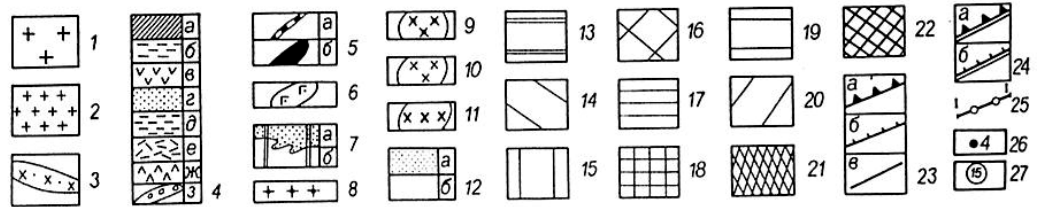
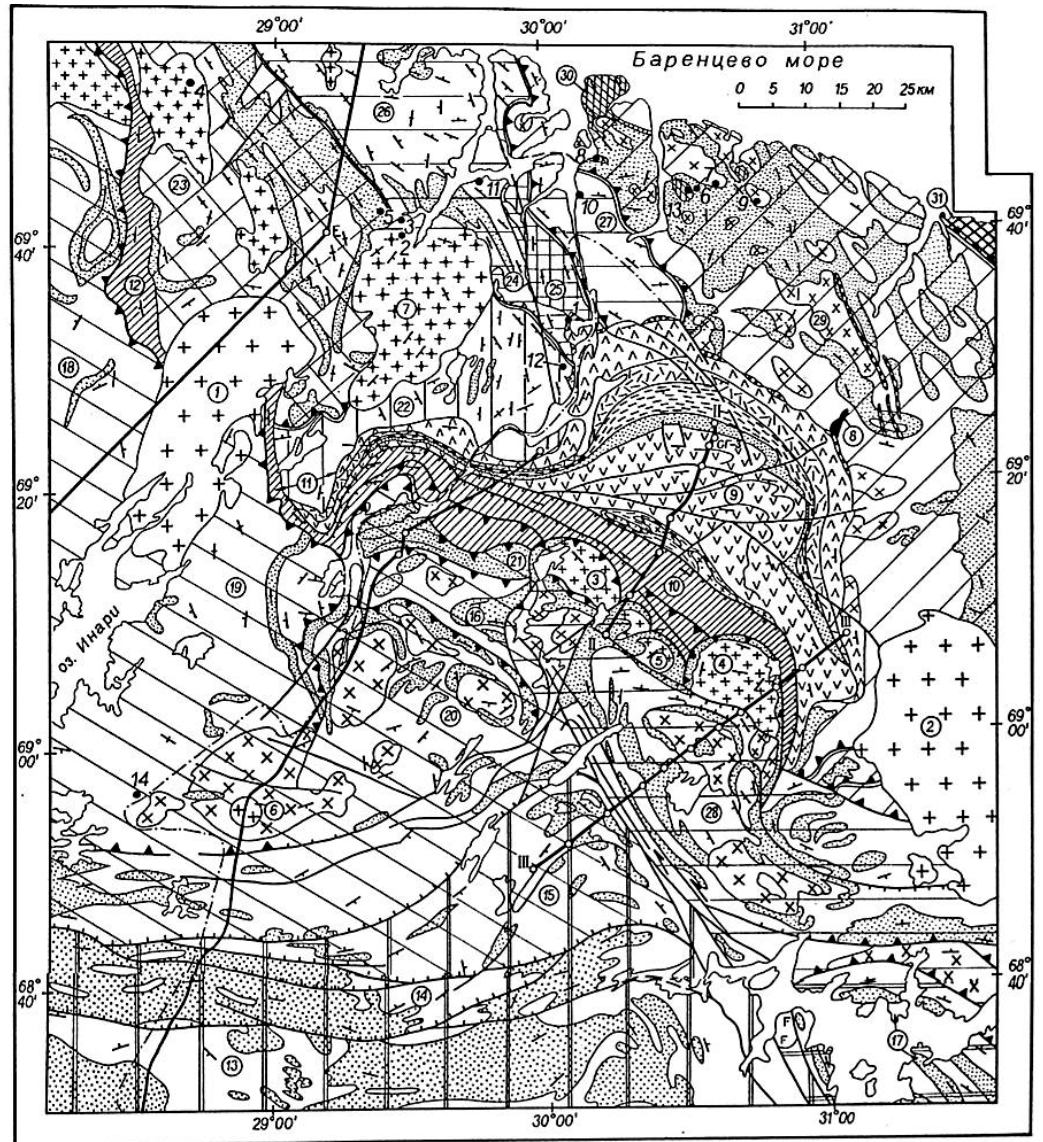


Рис.3.4. Схематическая структурно-геологическая карта Лапландско-Печенгского района. Составил В.И.Пожиленко на основе данных [Geology map..., 1987; Metamorphic, structural..., 1989; Geology map..., 1995; Juve et al., 1995; Dobrzhinetskaya et al., 1995; Levchenkov et al., 1995; Melezhhik et al., 1995; Mitrofanov et al., 1995; Магматизм..., 1995; Geologisk kart..., 1996]. Из работы [Сейсмогеологическая ..., 1997]:

раннепротерозойские образования: 1 - граниты, гранодиориты интрузий Вайноснаа (1), лицо-арагубского комплекса (2) и Ийваара (6); 2 - плагиограниты, гранодиориты Шуонинского (3), Каскельярского (4) и Руосельского (5) куполов; 3 - дациты, риодациты субвулканического комплекса г.Порьташ; 4а - осадочно-вулканоогенные породы Южно-Печенгской зоны (10), структур Пасвик (11) и Полмак (12); 4б-з - осадочно-вулканоогенные породы калляюрской (б), матертской (в), ламмасской и ждановской (г), заполярнинской и лучломпольской (д), пирттиярвинской и кувернеринийокской (е), маярвинской (ж) и телвинской (з) свит Северо-Печенгской зоны (9); 5 - плагиоперидотиты, оливковые габбро дайкового нясюккского комплекса (а), перидотиты, габбронориты, габбро расслоенных интрузий г.Генеральской (8), Карикъявр, Сакен (б); 6 - габбро-анортозиты; 7 - гранулиты кислого (а) и среднего (б) состава Лапландского гранулитового пояса, Лоттинская (13), Юнгес-Калляюрская (14) и Пардайваиская (15) "пластины"; 8 - гранодиориты типа Нейден (7); позднеархейские образования: 9 - монциты, сиениты; 10 - тоналиты, эндербиты; 11 - тоналиты, плагиограниты; 12 - супракрустальные (а) и полигенные (б) образования, отдельно Вырнимская синформа (16); террейны и слагающие их комплексы: 13 - Беломорский террейн, Нотозерский блок (17); 14 - террейн Инари, комплексы Сзветти (18), Ваггатен (19), Хихнаярви (20) и Каскама (21); 15-21 - Серварангер-Кольский террейн, комплексы 15 - Сванвик (22), 16 - Гарсио (23), 17 - Браннфиллет (24), 18 - Бьерневатн (25), 19 - Варангер (26), Киркенес (27) и Хутоярв (28), 20 - Ярфиорд-Кола (29) и 21 - Хомпен (30); 22 - Мурманский террейн, Титовский блок (31); 23 - раннепротерозойские надвиги (а), крутопадающие (б) и субвертикальные (в) разломы, 24 - позднеархейские надвиги (а) и крутопадающие (б) разломы, 25 - геофизические профили: I-I, II-II и III-III, 26 - местоположение геохронологических проб по данным [Levchenkov et al., 1995], 27 - главные структурные элементы - номера в кружочках (1-31)

высокотемпературного метаморфизма датирован 2719 ± 3 млн лет, близкий возраст имеют интрузии кварцевых монцитов (2727 ± 24 млн лет) и гиперстеновых гранодиоритов (2706 ± 3 млн лет) [Levchenkov et al., 1995]. Близкими по возрасту являются плагиограниты из окрестностей г. Заполярный (оз.Питьевое) и из керна СГ-3 - 2753 ± 22 и 2752 ± 12 млн лет соответственно [Бибикова и др., 1993а].

На российской территории в пределах комплекса Ярфиорд-Кола Серварангер-Кольского террейна, являющегося фрагментом Кольского составного террейна, к северо-востоку от Печенги выделяется, как минимум, две структуры, различающиеся по строению и составу слагающих их пород: 1) Ровнинско-Нясюккский блок (фрагмент); 2) Лиинахамаринский блок (фрагмент), расположенный севернее Ровнинско-Нясюккского блока. Граница между этими блоками достаточно условная. В пределах этих структур орто- и парагнейсы

были выделены в ранге волшпахкской толщи нестратифицированного кольско-беломорского комплекса [Объяснительная записка ..., 1994]. В строении толщи преобладают парагнейсы. Это - глиноземистые гнейсы (с глиноземистыми минералами) - порфиробластические гранат-биотитовые с прослоями гранат-силлиманитовых, кордиеритсодержащих гнейсов, гиперстен-биотитовых и пироксен-гранатовых гранулитов, магнетитсодержащих сланцев и железистых кварцитов. Присутствуют также амфиболиты и сланцы основного состава. Структурные элементы имеют преимущественно северо-западное простирание. Возраст протолитов парагнейсов не превышает 3.0 млрд лет [Авакян, 1992; Timmerman, Daly, 1995].

Породы комплекса Ярфиорд-Кола прорываются на российской территории расслоенными интрузиями базит-ультрабазитов, размещение которых контролировалось разломами северо-

восточного и северо-западного простирания. Sm-Nd- и U-Pb-датировки одной из них (г.Генеральская) соответственно равны 2453 ± 42 и 2496 ± 10 млн лет [Balashov et al., 1993; Bayanova, Smolkin, 1996], 2505.1 ± 1.6 млн лет [Amelin et al., 1995]. Породы Ярфиорд-Кола комплекса Серварангер-Кольского террейна в свекотенский этап карельского тектогенеза были прорваны многофазными интрузиями гранитов лицко-арагубского комплекса, приуроченными к разлому северо-восточного простирания. U-Pb-возраст их 1762 ± 9 млн лет [Мантейная составляющая ..., 2000]. Rb-Sr-метод по породе показывает более молодой возраст - 1720 ± 85 млн лет [Пушкарев, 1990]. U-Pb-датирование аналогичных по составу пород из керна СГ-3 дало значение 1745 ± 9 млн лет [Архейский комплекс ..., 1991].

Комплекс *Киркенес* расположен между комплексами Ярфиорд-Кола и Бьерневатн, контактируя с ними по зонам разломов, пологопадающих на северо-восток. Комплекс был неоднократно метаморфизован и имеет сложно дислоцированное строение. В его пределах преобладает северо-западное простирание структурных элементов и крутое падение сланцеватости и полосчатости. В своей южной части он перекрыт осадочно-вулканогенными породами раннего протерозоя. Комплекс сложен гранитоидами, тоналитами, тоналито-гнейсами и гнейсами, среди которых встречаются тела амфиболитов и железистых кварцитов. Возраст тоналитов равен 2804 ± 9 млн лет [Levchenkov et al., 1995].

Комплекс Варангер на востоке контактирует по пологопадающему на восток разлому с комплексом Ярфиорд-Кола, а на западе - по крутопадающему разлому с комплексом Гарсио. Контакты же его с комплексами Бьерневатн и Браннфиллет трактуются неоднозначно. В строении комплекса Варангер преобладают тоналиты и серые гнейсы с возрастом 2813 ± 6 и 2803 ± 15 млн лет [Levchenkov et al., 1995]. Породы претерпели в различной степени мигматизацию, а также рассланцевание. Среди них отмечаются реликтовые фрагменты, сложенные гнейсами, амфиболи-

тами с телами железистых кварцитов. Примером этих образований является комплекс Вален.

Комплекс Бьерневатн, приуроченный к границе двух террейнов, представляет собою, по данным Л.Ф.Добржинецкой с соавторами [Dobrzhinetskaya et al., 1995], фрагмент зеленокаменного пояса железорудного типа позднеархейского возраста, аналогичного Оленегорскому. На северо-западе он ограничен Нейден-фиордом, а на юго-востоке перекрывается осадочно-вулканогенными породами раннего протерозоя. Комплекс Бьерневатн сложен орто- и парагнейсами, лептитами, амфиболитами, конгломератами и железистыми кварцитами. Последние слагают рудное поле Сюдварангер и присутствуют в виде гальки в базальных конгломератах структуры Пасвик. Породы данного комплекса сильно дислоцированы, преобладает северо-западное и субмеридиональное простирание крутопадающей сланцеватости и полосчатости [Bugge, 1960; Geologisk kart ..., 1996].

Комплекс Браннфиллет примыкает на юго-востоке к комплексу Бьерневатн. Он может быть фрагментом зеленокаменного пояса Бьерневатн или представлять собою реликт сложнодислоцированной сжатой синформы, сложенной амфиболито-гнейсовыми толщами с железистыми породами, являющийся продолжением комплекса Варангер.

Комплекс Гарсио контактирует на востоке с комплексом Варангер по системе крутопадающих на северо-восток разломов. На западе он перекрыт осадочно-вулканогенными породами структуры Полмак и прорывается интрузиями гранитоидов Нейден и Вайноспаа. В восточной части комплекса преобладает северо-западное простирание и крутое падение сланцеватости, полосчатости и осевых плоскостей складок. В южной и юго-западной частях устанавливаются фрагменты куполовидных структур и между-польных образований. Комплекс Гарсио сложен в различной степени дислоцированными и мигматизированными тоналитами и кварцевыми диоритами. Среди

мигматитов присутствуют пластовые тела амфиболитов и железорудных пород (участок Сванфиллет). U-Pb-возраст прорывающих комплекс пегматитов равен 2648 ± 5 млн лет, гранитоидов Нейден и Геахсоайви - 2483 ± 28 и 2503 ± 3 млн лет соответственно [Levchenkov et al., 1995].

Комплекс Сванвик, представляя собою фрагмент структуры позднеархейского возраста, имеет неопределенную границу на севере с комплексом Гарсио и прорван гранитоидами Нейден. На востоке он контактирует с комплексом Браннфиллет по крутопадающей зоне бластомилонитов, а на юге и юго-западе перекрыт осадочно-вулканогенными отложениями раннего протерозоя с базальными конгломератами в основании. Комплекс Сванвик сложен преимущественно тоналитами, серыми гнейсами и мигматитами, на отдельных участках установлены гнейсы и амфиболиты. Возраст тоналитов 2825 ± 34 млн лет [Levchenkov et al., 1995]. Преобладающие пологие и средние углы падения гнейсовидности, по-видимому, отражают общий узор брахиформных структур или фрагментов куполовидных структур и межкупольных синформ.

Комплекс Хутоявр расположен к юго-востоку от восточной части Южно-Печенгской зоны. В его пределах ярко проявлено сочетание интенсивно деформированных и мигматизированных реликтовых куполовидных структур и межкупольных линейно вытянутых, сжатых синформ. Купола сложены тоналито-гнейсами, гранито-гнейсами и мигматитами по ним, а синформы сложены метаморфитами нестратифицированной аннамской толщи [Радченко и др., 1994]. Толща сложена амфиболовыми, амфибол-биотитовыми, биотитовыми, двуслюдяными и гранат-биотитовыми гнейсами, глиноземистыми гнейсами, содержащими силлиманит, кианит или ставролит, амфиболитами и линзовидными телами железистых кварцитов. В разрезах широко развиты маломощные линзовидные и линзовидно-пластообразные тела метаморфизованных ультрабазитов. Породы комплекса Хутоявр прорваны плагиогранитами-гранодиоритами Каскельярского

комплекса, возраст которых 1940 ± 40 млн лет [Ветрин, 1988]. Совместно с ними комплекс был деформирован и надвинут на породы Южно-Печенгской зоны. Процессы деформации происходили, по-видимому, в свекофеннский этап карельского тектогенеза. На завершении этого же этапа формировались многофазные интрузии гранитов лицо-арагубского комплекса, приуроченных к разлому северо-восточного простирания. В целом, поведение выше описанных комплексов Серварангер-Кольского террейна в течение карельского тектогенеза было несколько различным. В пределах его северной части (Ровнинско-Нясюкский блок) широко развиты рои даек различного состава и возраста, ориентировка которых меняется от северо-западного до северо-восточного в соответствии со сменой направлений тектонических деформаций [Магматизм ..., 1995]. Формирование даек отражает жесткую реакцию архейских блоков на вертикальные и субгоризонтальные относительные перемещения, которые сопровождали развитие Печенгско-Варзугской палеорифтогенной системы. В пределах же южной части широко развиты бескорневые купола диоритов-гранодиоритов.

Террейн Инари (см. рис. 3.2 и 3.4) ограничен с севера системой надвигов, расположенных южнее Южно-Печенгской зоны, а с юга - системой разломов листрического типа, падающих на север или северо-восток; на западе (уже за пределами рассматриваемого района) он ограничен норвежскими каледонидами [Marker, 1985; Gorbatshev, Bogdanova, 1993; Mitrofanov et al., 1995]. Южнее оз. Инари террейн пересекается интрузиями Наттанен-гранитов с возрастом 1790 ± 22 млн лет [Haapala et al., 1987]. Террейн Инари состоит из комплексов Ваггатен, Хихнаярви, Каскама и Сэветти. В пределах террейна Инари в последние годы были выявлены интрузивные образования раннепротерозойского (людиковийского) возраста, характерные для островных дуг и сформированные в основном за счет раннепротерозойского ювенильного источника с незначительной контаминацией

корового вещества [Barling et al, 1996, 1997], а также реликты нижнепротерозойских супракрустальных пород.

Комплекс Ваггатен располагается на финской территории восточнее оз. Инари. В его пределах плагиограниты и гранито-гнейсы слагают фрагменты центральных частей куполовидных структур, а слюдяные гнейсы, мигматиты, слюдяные гнейсы с графитом, амфиболиты и линзовидные тела метаморфизованных ультрабазитов - межкупольные пространства. В результате пологого и разнонаправленного падения сланцеватости и полосчатости образуется структурный узор, подчеркивающий сочетание куполов и межкупольных пространств. Возраст тоналитов оценивается в 2730 млн лет [Metamorphic, Structural ..., 1988].

Комплекс Хихнаярви является продолжением комплекса Ваггатен на российской территории. На геофизических картах четко выделяются поля изометрической формы и более сложные по внутренним узорам участки между ними. Изометрические поля характеризуются пониженными магнитными и гравитационными характеристиками, тогда как пространства между ними представляют собою линейные и сложно устроенные зоны чередующихся образований, контрастно отличающиеся по магнитным характеристикам.

В центральных частях куполовидных структур и их фрагментов наблюдается пологое падение сланцеватости, преимущественно направленное от центра к периферии. Купола сложены лейкократовыми биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, гранито-гнейсами и диорито-гнейсами, содержащими редкие реликты амфиболитов и глиноземистых гнейсов. Межкупольные пространства представляют собою сильно дислоцированные нормальные сжатые или запрокинутые синформы и их фрагменты, или сложно дислоцированные поля с нечетко выраженным структурным планом. Они сложены породными ассоциациями нестратифицированной аннамской толщи позднеархейского возраста [Объяснительная записка ..., 1994]. Породы пред-

ставлены биотитовыми, двуслюдяными, биотит-силлиманитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. Широко развиты также линзовидные тела ультрабазитового состава, часть из которых, по-видимому, первоначально представляли собою вулканогенные потоки и (или) субвулканические тела коматиитового состава.

Обособленное положение в северной части комплекса Хихнаярви занимает пластинообразная структура субширотного простираения, надвинутая на каскамский комплекс ортогнейсов, которая, возможно, является фрагментом Ровнинско-Нясюкского блока. В ней сохранились только реликты ранних куполовидных структур, центральные части которых сложены гранитами и гранито-гнейсами, а обрамления - сложно дислоцированными гнейсами и амфиболитами. Наиболее полный разрез последних представлен в синформе горы Кораблекк.

Несколько особое положение в рассматриваемом комплексе занимает Вырнимская синформа. Она сложена биотитовыми, двуслюдяными, гранат-биотитовыми, гранат-биотит-силлиманитовыми, иногда кордиеритсодержащими парагнейсами. Они выделялись ранее в ранге вырнимской толщи нестратифицированного комплекса позднеархейского возраста [Объяснительная записка ..., 1994]. По новым данным установлено, что Sm-Nd-возраст протолита гнейсов равен 2401 млн лет [Пожиленко и др., 2000], поэтому их следует, вероятно, относить к нижнепротерозойским образованиям.

Комплекс Каскама образует пластину, которая оказалась надвинутой на гранатовые гнейсы тальинской толщи. По предварительным данным, модельный Sm-Nd-возраст протолита гнейсов тальинской толщи равен 2305 млн лет [Пожиленко и др., 2000]. Наиболее полно комплекс Каскама представлен в реликтовых синформах гор Каскама и Шуорт, где были описаны опорные разрезы стратифицированной каскамской свиты, занимающей более высокое стратиграфическое положение по отношению к аннамской толще [Объяснительная записка..., 1994].

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ
Печенгско-Аллареченский рудный район

В составе комплекса резко преобладают метаморфизованные вулканиты основного и среднего состава, реже встречаются линзовидные тела амфиболитовидных габбро, пироксенитов и перидотитов, а также троктолитов.

Комплекс Сэветти представлен небольшим фрагментом, расположенным на северо-западе террейна Инари, по своему строению и набору породных ассоциаций он близок к комплексу Вагатен.

В северной части Печенгско-Аллареченского района расположены полуострова Средний и Рыбачий.

Полуостров Средний сложен пологозалегающими верхнепротерозойскими рифейскими образованиями кильдинской и волоковой серии - осадками четырех неполных (усеченных) трансгрессивно-регрессивных циклов с размывом и возможными угловыми несогласиями между ними (рис.3.5). В составе кильдинской серии выделяются 5 свит (снизу вверх): перьярвинская, палвинская, поропелонская, землепахтинская и кархуярвинская. Волоковая серия залегает на кильдинской с перерывом и включает куюжанскую и пуманскую свиты, которые ранее сопоставлялись с вендскими образованиями группы Танафиорд п-ва Варангер. Но образования п-ва Среднего помимо типичного для верхнего рифея набора микрофоссилий содержат водорослевые строматолиты *Gimnosolon ramsayi steinm* [Любцов и др., 1989]. Наиболее вероятный их возраст по набору микрофитофоссилий – верхнерифейский, но не исключена принадлежность волоковой серии к венду [Lyubtsov et al., ..., 2000].

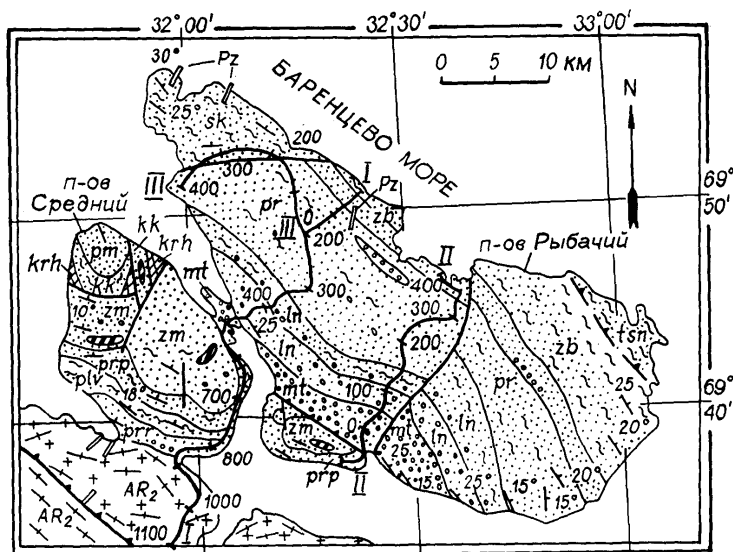


Рис.3.5. Геологическая карта полуостровов Средний и Рыбачий с положением профилей ОГТ. Составил В.И.Пожиленко на основе карты (Геологическая карта ..., 1996):

Свиты: *mt* - мотовская, *ln* - лонская, *pr* - перевальная, *zb* - зубовская, *tsn* - цыпнаволоцкая, *sk* - скорбеевская, *prp* - перьярвинская, *plv* - палвинская, *prp* - поропелонская, *zm* - землепахтинская, *krh* - кархуярвинская, *kk* - куюжанская, *mt* - пуманская; разрезы - I-I, II-II, III-III; *AR₂* - гранитоиды, гранито-гнейсы, гнейсы и амфиболиты позднего архея

Полуостров Рыбачий сложен пологозалегающими осадочными породами рыбачинской серии рифея верхнего протерозоя, в составе которой шесть свит (снизу вверх): мотовская, лонская, перевальная, зубовская, и одновозрастные, но различающиеся фациально, цыпнаволоцкая и скорбеевская (см. рис.3.5).

Породы трех нижних свит в общем соответствуют комплексу пород, сформированному в пределах трансгрессивно-регрессивного цикла. Их отличительным признаком является наличие турбидитов почти на всех уровнях и большого количества сланцев и карбонатных пород в верхних частях разрезов.

3.1.3. Тектоника и глубинное строение

Приведенные ниже выводы о глубинном строении Лапландско-Печенгского района базируются на геолого-геофизических данных, полученных различными методами и с разной степенью

достоверности, которые были изложены в работах [Сейсмогеологическая модель ..., 1997, 1998].

Первая группа данных - это информация о строении, составе и физических свойствах обнажающихся на дневной поверхности структурно-вещественных комплексов. Вторая группа данных получена в результате комплексных геолого-геофизических исследований Кольской сверхглубокой скважины, а также других структурных скважин. Третья группа данных объединяет данные, полученные геофизическими методами ГСЗ и МОВЗ, на основе которых можно судить о строении, степени и характере неоднородности коры до глубин 40-50 км. Степень достоверности информации с глубиной заметно уменьшается, будучи достаточно высокой до глубин 10-13 км.

На сейсмогеологических разрезах, приведенных в работе [Сейсмогеологическая модель ..., 1997, 1998], можно видеть сложный характер и ярко выраженную неоднородность глубинного строения земной коры. Наибольшая степень неоднородности коры характерна для ее верхней части (до глубины 15 км), в пределах которой обособляются крупные фрагменты Инари и Серварангер-Кольского составных террейнов, Лапландского гранулитового пояса и Печенгской структуры, разделенные хорошо выраженными зонами тектонических нарушений. Роль же

внутриструктурных разломов менее значительна.

Наиболее четко отражается глубинное строение Северной зоны на разрезе, проходящем вкrest структуры [Сейсмогеологическая модель ..., 1997, рис.10.4] (рис.3.6).

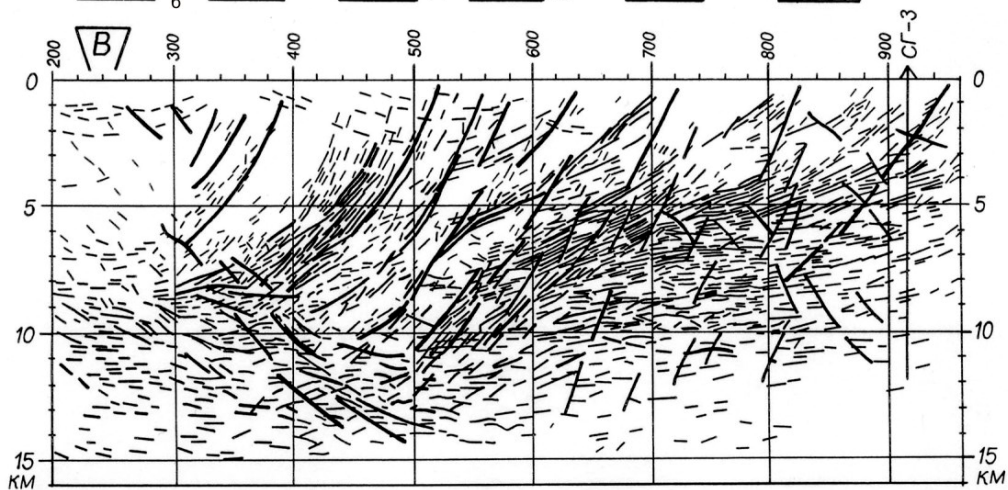
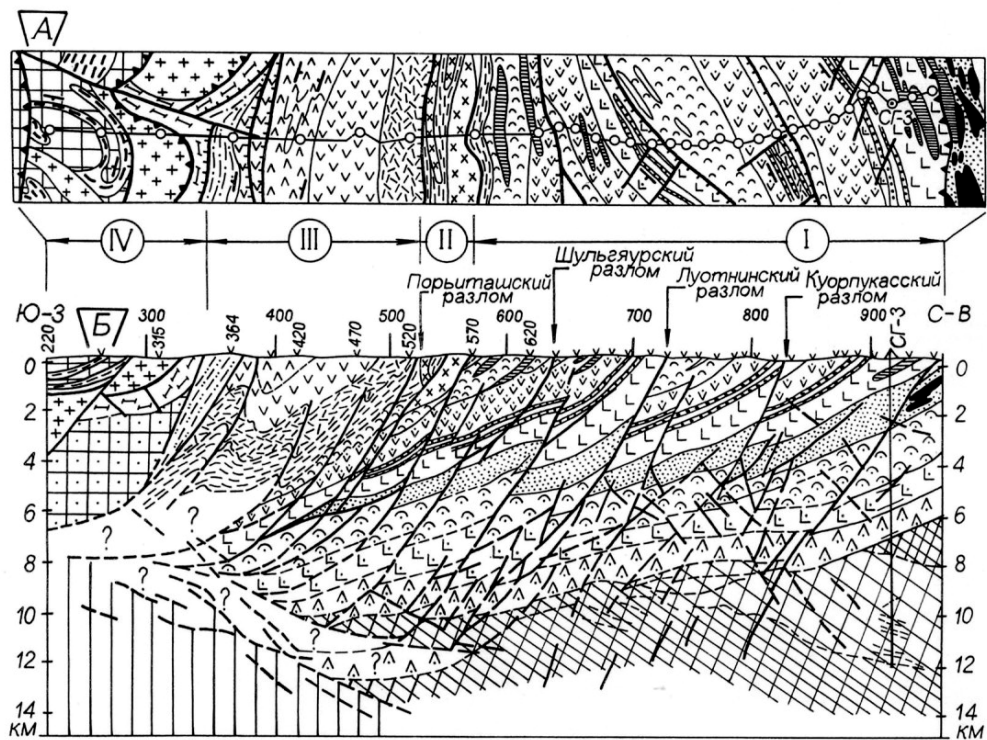
Серварангер-Кольский и Инари террейны, преимущественно сложенные позднеархейскими комплексами, имеют ярко выраженную специфику в своем глубинном строении. Определяющими общий стиль их строения являются купольно-блоковые структуры, межкупольные синформы и "пластины", продолжение которых отчетливо прослеживается и на глубине. Они рассечены разновозрастными и различно ориентированными разломами, часто с зонами бластомилонитов (shear-zones), в результате чего формировались дополнительные структуры линзовидной или серповидной формы.

Разломы, разделяющие в пределах Серварангер-Кольского террейна комплексы Сванвик, Браннфиллет, Бьерневатн, Киркенес и Ярфиорд-Кола, продолжают также в пределы нижней части раннепротерозойского комплекса Северо-Печенгской зоны. Некоторые из разломов, падающих на северо-восток, являются конседиментационными, так как регулируют размещение осадочных и вулканогенных фаций раннепротерозойского комплекса. На основании анализа имею-

Рис.3.6. Схематическая геологическая карта (А), геологический разрез (Б) и разрез ОГТ (В) по профилю II-II (СГ-3 - оз.Руоссельяр):

1 - дациты и риолиты г.Порьиташи; 2 - плагиограниты Шуонинского купола; 3 - серпентиниты, верлиты, габбро (а) и офитовые габбро (б); 4-7 - метаосадочно-вулканогенные породы тальинской (4) и каплинской (5) толщ, брагинской (6 - metabазальты, 7 - сланцы, туфы) и каллоярской (8) свит Южно-Печенгской зоны; 9-16 - метаосадочно-вулканогенные породы суппваарской (9), матертской (10 - четвертой, 11 - третьей и первой, 12 - второй толщ), ждановской (13), заполярнинской и лучломпольской (14), пирттиярвинской и кувернеринйокской (15), маярвинской и телевинской (16) свит Северо-Печенгской зоны; 17 - нерасчлененные сланцеватые амфиболиты; 18 - сланцы по породам Шуонинского купола; 19 - гранитоиды и мигматиты близповерхностных (а) и глубинных (б) частей Шуонинского купола; 20 - глубинные части террейна Инари (а) и области неопределенности (б); 21 - глубинные части Серварангер-Кольского террейна, комплексы Ярфиорд-Кола (а), Бьерневатн (б) и Сванвик (в); 22 - установленные (а) и предполагаемые (б) разломы, установленные (в) и предполагаемые (г) геологические границы; 23 - разломы (а) и отражающие площадки (б) на вставке В; 24 - точки взрывов на карте (а) и разрезе (б); 25 - структурно-тектонические зоны: I - Северо-Печенгская зона, Куортукасский, Матертский и Шульгярско-Кучинтундровский блоки, II - система Порьиташских разломов; III - Пороярвинская и IV - Шуони-Каскельярская подзоны Южно-Печенгской зон

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ
 Печенгско-Аллареченский рудный район



щихся данных можно сделать вывод, что значительных перемещений по ним в раннем протерозое не происходило.

Границы между комплексами Ярфюрд-Кола, Бьерневатн и Сванвик подсечены СГ-3, где они имеют субгоризонтальное положение (см. рис.3.6). Формирование этих границ происходило, по-видимому, несколько позднее формирования тоналитов (2.8-2.85 млрд лет), но синхронно со структурно-метаморфическими процессами, которые максимально проявились около 2.75 млрд лет назад. В любом случае Серварангер-Кольский террейн в конце лопийского тектогенеза уже представлял собою относительно крупный блок земной коры, который был пересечен посторогенными интрузиями гранитоидов типа Нейден с возрастом 2.5 млрд лет.

В пределах террейна Инари в течении лопийского тектогенеза широко были развиты процессы гранитизации, которые сопровождались формированием купольных структур и региональным метаморфизмом супракрустальных пород.

Этот структурный ансамбль в результате последующего сгущивания вещества коры в северном и северо-восточном, а затем в северо-западном направлениях был сильно деформирован и приобрел линзовидно-пластинчатый стиль строения. На вибросейсмических разрезах [*Сейсмогеологическая ...*, 1997, 1998; *Пожиленко и др.*, 1997] отчетливо видно, что купола гранитов бескорневые, и под ними находится область с относительно гомогенной структурой.

Это возможно в случае интенсивной гранитизации глубинного субстрата и выноса ряда элементов в верхнюю часть коры. Для нас важным является то, что эта гранитизация происходила одновременно с ранней стадией надвигообразования.

Лапландский гранулитовый пояс, расположенный южнее террейна Инари, представляет собою пакет тектонических пластин, которые сохранили в ряде случаев более ранние структурные элементы. Эти пластины, круто залегая в юго-восточной части пояса, при движении на

север постепенно выполаживаются и погружаются под комплексы террейна Инари, где на глубине около 5 км срезаются зоной субвертикальных разломов.

Печенгская структура разделена на глубине, как и на дневной поверхности, на две зоны, имеющие различный стиль строения. Для Северной зоны характерным является сочетание падающих на юго-запад взбросов и взбросо-надвигов, падающих на северо-восток нарушений преимущественно сбросового типа и межслоевых срывов. Часть сбросов и межслоевых срывов могла формироваться на этапе первичного растяжения коры и ее проседания с формированием осадочных бассейнов и вулканогенных трогов, что подтверждается широким развитием дайковых комплексов в архейском фундаменте [*Архейский комплекс ...*, 1991]. Формирование же взбросов и оперяющих их нарушений могло происходить на этапе сжатия, когда террейн Инари, а также комплекс Хутоярв были взброшены и надвинуты на Южно-Печенгскую зону, а затем все совместно надвинуты на Северо-Печенгскую зону.

В результате взбросо-надвиговых движений в значительной степени осложнены разрезы "продуктивной" толщи и перекрывающих их вулканитов материнской свиты. В районе Луотнинского и, в меньшей мере, Куорпукасского и Шулгяурского разломов, разрезы "продуктивной" толщи имеют сдвоенный характер, что согласуется с материалами бурения в районе оз.Луотнинского [*Магматизм ...*, 1995]. Помимо этого, на вибросейсмических разрезах можно видеть, что "продуктивная" толща постепенно выклинивается в юго-западном направлении, срезаясь на глубине 6-8 км разломами взбросо-надвигового типа [*Сейсмогеологическая ...*, 1997, 1998]. Необходимо отметить, что поздний характер разломов типа Луотнинского не свидетельствует об их магмоконтролирующей роли в отношении никеленосных интрузий габбро-верлитового комплекса.

В нижней части раннепротерозойского комплекса, под "продуктивной" толщей, выявлена область многочислен-

ных отражающих площадок, наличие которых может быть обусловлено широким развитием силлоподобных тел. Формирование последних могло происходить в ятулийское или людиковийское время. Подошва раннепротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса была подсечена СГ-3, где она представляет собою зону интенсивно катаклазированных и разуплотненных пород [Кольская сверхглубокая ..., 1984; Казанский и др., 1994]. На сейсмических разрезах южнее СГ-3, она не имеет четкой границы и поэтому построена на основе комплекса данных. Нельзя исключить вероятность залегания на глубинах 8-10 км формаций раннепротерозойских пород более древних, чем те, что вскрыты СГ-3 или обнажены на дневной поверхности.

Южная зона сочленяется с Северной по системам Порьиташских и Шульгяурских разломов, представляющих собою в верхней части коры взбросы, а на глубине 6-8 км надвига. Роль собственно Порьиташского разлома в строении Печенгской структуры, вероятно, ранее сильно преувеличивалась, так как он, контролируя размещение субвулканических тел, не прослеживается на глубине, где срезается пологими надвигами.

Строение Южной зоны в значительной мере определяется многочисленными полого падающими надвигами и крутопадающими взбросами, которые имеют разный возраст формирования. Границы ранних надвигов в результате левостороннего сдвига были смяты в крупные складки, а в последующем (во второй этап того же сдвига) они были срезаны или перекрыты поверхностями более поздних надвигов. В результате этих движений комплекс Хутоявр, а также фрагменты Шуонинского и Руосельского куполов, срезанные пологим надвигом, оказались надвинутыми на Южную зону.

Более мелкие структуры Полмак и Пасвик, имеющие форму узких линейных зон, перекрыты надвинутыми на них комплексами пород террейна Инари по разломам взбросо-надвигового типа. Разломы, имея крутое падение на верхних уровнях, постепенно выполаживаются на

глубине. Положение надвига на глубине, определяемое на основании геофизических наблюдений по профилю Полар, интерпретируется неоднозначно: предполагается, что на глубине 15 км он срезается другим пологопадающим на север надвигом, ограничивающим Лапландский гранулитовый пояс, или он выполаживается, уходя на западе под пологие зоны надвигов, развитых в пределах Лапландского гранулитового пояса [Gaal et al., 1989].

Данные структуры, а также прилегающие комплексы Инари и Серварангер-Кольского террейнов прорваны гранитами Вайноспаа с возрастом 1.79 млрд лет, А Южная Печенга лампрофирами с возрастом 1711 млн лет, которые зафиксировали завершение активных эндогенных процессов в изученном районе. Процессы метаморфизма, судя по изучению различных изотопных систем (Pb-Pb, Rb-Sr, Os-Re) в породах Печенгской структуры, продолжалась до 1.70 млрд лет [Магматизм ..., 1995].

Необходимо отметить, что вышеприведенные геолого-геофизические данные для раннепротерозойских структур, образующих западный фланг Печенгско-Варзугского пояса, и результаты их анализа не подтверждают геодинамические модели, полностью базирующиеся на теории тектоники плит [Berhtelsen, Marker, 1986; Минц, 1992; Минц и др., 1996; Melezhik, Sturt, 1994]. Не обнаружены реликты субдукционных и обдукционных зон или фокальных плоскостей каких-либо глубоко погруженных комплексов, в том числе индикаторных для океанического типа коры комплексов офиолитов и параллельных даек или их гранитизированных аналогов.

С позиций рифтогенной модели, которая на взгляд авторов кажется более аргументированной, Печенгско-Варзугский пояс первоначально представлял собою сложно построенную палеорифтогенную систему, заложенную на гетерогенном архейском фундаменте, и включающую в себя приразломные, мульдо- и грабенообразные впадины, разделяющие их поднятия и зоны тектоно-магматической активизации архейского фундамента [Заго-

родный, Радченко, 1988; Смолькин, 1993]. В течение свекофеннского этапа тектогенеза пояс и слагающие его комплексы пород претерпели значительные структурно-тектонические и регионально-метаморфические преобразования.

Несмотря на интенсивное надвигообразование, нет случаев, когда более древние породы залегали бы на более молодых. В то же время в результате анализа геологических и сейсмических данных можно сделать вывод, что в пределах северо-западной части Кольской провинции имели место значительные и разнонаправленные перемещения в пространстве участков коры. На современном эрозионном срезе наблюдаются заведомо разнотипные метаморфические и интрузивные породы. Расслоенные интрузии габброноритов типа г.Генеральской, кристаллизовавшиеся 2.50 млрд лет назад на глубине 3-5 км, были в результате эрозии подняты на поверхность и перекрыты корой выветривания и базальными конгломератами телевинской свиты Северо-Печенгской зоны. Базальные конгломераты этой же свиты, фиксирующие древнюю эрозионную поверхность, судя по современному положению на сейсмических разрезах и в стволе СГ-3, были опущены на глубину 7-10 км. Таким образом, амплитуда вертикального перемещения была, как минимум, 10 км. Предположение же об аллохтонном характере нижней границы базальных конгломератов полностью противоречит имеющимся многочисленным геологическим данным.

Из вышеприведенного следует, что древние внутрикоровые границы также могли значительно смещаться по вертикали относительно друг друга и коррелироваться со структурой верхней части коры. Однако на сейсмических разрезах (рис.3.6.В) наблюдается иная картина. Для верхней части коры характерна неоднородность и блочно-чешуйчатое строение, тогда как на глубинах 15-45 км резко преобладают горизонтальные поверхности отражающих площадок, которые фиксируют горизонтальную "слоистость". Таким образом, субгоризонтально расположенные современные сейсмические

границы в кристаллическом основании не могут быть связаны с границами структурно-вещественных комплексов и не обусловлены процессами расслоенности коры, возникшей в лопийский и (или) свекофеннский этапы тектогенеза, отражая позднее образованную субгоризонтальную расслоенность. Этот вывод правомерен и для всего Балтийского щита [Шаров, 1993]. Причины этой расслоенности активно обсуждались в литературе [Кольская сверхглубокая ..., 1984; Литвиненко, 1984; Минц и др., 1996; Буртный и др., 1991; Беляков, Шлезингер, 1996; Шаров, Виноградов, 1996]. Ими могут быть как новоприобретенная неоднородность физического и физико-химического состояния среды, наличие фазовых переходов, существование зон катаклаза и повышенной трещиноватости, так и разная насыщенность флюидами отдельных слоев коры.

При интеграции сейсмических данных ГСЗ, МОВЗ и определения глубин залегания границы М возникает необходимость выделения, как минимум, двух сейсмических границ. Первую границу мы принимаем за М₁, а вторую - за М₂, тем самым мощность переходной зоны оценивается по разнице М₂-М₁ [Сейсмогеологическая ..., 1997, 1998].

Проведенные в пределах изученного района площадные работы методами ГСЗ и МОВЗ подтверждают существование переходного слоя, расположенного почти под Печенгской структурой, что отражено на разрезах и схеме поверхности М [Сейсмогеологическая ..., 1997, 1998]. Непосредственно под областью максимального компенсационного погружения Северо-Печенгской зоны установлены минимальные для изученного района глубины залегания поверхности М. Под этой же зоной находится относительно мощный (2-7 км) переходный слой, имеющий линзовидную форму. Длинная ось этой линзы простирается в северо-западном направлении, т.е. она ориентирована дискордантно по отношению к границе между Северной и Южной зонами Печенгской структуры.

Из результатов изучения современной структуры земной коры известно, что морфология поверхности границы М "зеркальна" форме верхних горизонтов: поднятию коры (в орогенических областях) соответствует глубокое погружение границы М, а погружению коры (в платформенных областях) - подъем той же границы, что согласуется с принципом изостазии и обусловлено стремлением к равновесию [Резанов и др., 1984]. Поэтому установленные особенности рельефа границы М не противоречат принципам изостазии, и в этом случае мы можем иметь дело с реликтовой неоднородностью (или реликтовой поверхностью), обусловленной неоднородным продвижением границы М вверх по разрезу литосферы в течение раннего протерозоя. Это продвижение может быть обусловлено интенсивным мантийным магматизмом, что в действительности имело место. Однако имеются достаточно надежные аргументы, что граница М в раннем протерозое была расположена намного выше - в пределах 15-20 км, а формирование современного положения границы М на Балтийском щите (в среднем на глубине 40 км), которое фиксируется сейсмическими методами, произошло 200-300 млн лет назад. Если это так, то остается открытым вопрос о причинах аномального поведения границы М под Печенгской структурой [Сейсмогеологическая ..., 1997, 1998].

Глубинное строение участка полуостровов Средний-Рыбачий. Основой для определения глубинного строения земной коры р-на "Средний-Рыбачий" послужили временные и глубинные динамические разрезы по данным сейсмических материалов МОГТ трех профилей общей протяженностью более 100 км (см. рис.3.5). Геофизические работы были выполнены ФГУ ГНПП "Спецгеофизика" в 2000 году (госзаказ Комитета природных ресурсов по Мурманской области). Два профиля (I-I и II-II) проходят вкрест простирания границ геологических тел, закартированных на поверхности. Профиль I-I пересекает в южной части Амбарнинский блок Мурманского террейна (домена) или

Мурманской гранит-зеленокаменной области, а затем полуостров Средний, в зоне распространения рифейских пород кильдинской серии, и полуостров Рыбачий, сложенный рифейскими породами рыбачинской серии. Профиль II-II пересекает образования рыбачинской серии в центральной части п-ва Рыбачий. Профиль III-III пройден по дуге, одна часть которой проходит почти по простиранию, а другая - вкрест простирания пород в северо-западной части п-ва Рыбачий.

Все три сейсмических разреза имеют очень сложную структуру "волнового поля". Верхняя часть земной коры на них имеет явные признаки структурной неоднородности, причем эта неоднородность максимальна в северных участках первого и второго разрезов и находит отражение до глубин 15 км.

В результате визуальной аппроксимации сейсмических разрезов были построены сейсмогеологические разрезы до глубины 17 км, один из которых приводится здесь (рис.3.7) и на них оказалось возможным выделить:

1) маркирующие физические границы и горизонты, обусловленные контрастным литологическим составом;

2) разрывные нарушения разных порядков, типов и возрастов, часть из которых формировалась в условиях растяжения, а часть - в условиях сжатия;

3) крупные участки земной коры со стратиграфическими или тектоническими границами, обладающие автономной структурой "волнового поля" - то однородной, то "слоистой", насыщенной "пакетами" отражающих площадок разной протяженности;

4) крупные участки земной коры, различающиеся по структуре "волнового поля", которые могут соотноситься с разными по составу и возрасту структурно-вещественными комплексами;

5) на разрезах отрисовываются вертикально расположенные зоны мощностью до 2 км, в пределах которых "волновое поле" очень однородно. Возможно, это вертикальная зона дезинтеграции (разуплотнения и трещиноватости) или зона обусловленная магматическими или ме-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ
Печенгско-Аллареченский рудный район

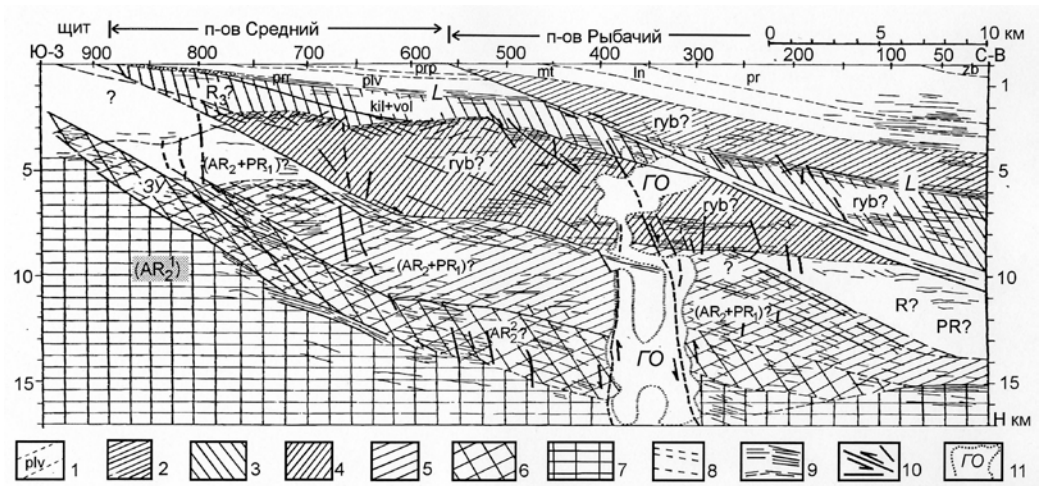


Рис.3.7. Сейсмогеологический разрез по профилю I-I (р. Титовка - п-ов Средний - п-ов Рыбачий). Составил В.И.Пожиленко

1 - свиты, слагающие верхнюю часть разреза: *mt* - мотовская, *ln* - лонская, *pr* - перевальная, *zb* - зубовская, *tsn* - цыпнаволоцкая, *sk* - скорбеевская, *rpr* - перьярвинская, *plv* - палвинская, *rpr* - поропелонская; *L* - четко выраженная литологическая граница; 2-7 - фрагменты коры, сложенные образованиями, стратиграфическая принадлежность которых предположительна: 2 - возможные отложения рыбачинской серии; 3 - возможные отложения рыбачинской серии в северо-восточной части разреза и кильдинской и волоковой серий в юго-западной части разреза; 4 - возможные отложения рыбачинской серии; 5 - возможные отложения нижнего протерозоя, либо нижнего протерозоя и верхнего архея; 6 - возможные верхнеархейские образования с многочисленными зонами ультрабластомитизации (*ЗУ*); 7 - верхне- и позднеархейские образования; 8 - предполагаемые геологические границы свит; 9 - отражающие площадки; 10 - разрывные нарушения; 11 - гомогенные области (*ГО*) разреза, в пределах которых отсутствуют отражающие площадки

тасоматическими процессами досреднерифейского возраста.

Геологическая интерпретация визуально аппроксимированных разрезов вряд ли может быть однозначной в связи с неоднозначностью трактовки стратиграфической последовательности свит и серий терригенных пород рифея, выделенных на полуостровах Средний и Рыбачий. Как было отмечено выше, за время изучения этого района было предложено несколько вариантов корреляции образований Среднего и Рыбачьего между собой а также с образованиями сопредельных рифейских структур.

1-й вариант - толщи и свиты Рыбачьего древнее образований п-ва Среднего и надвинуты по пологому надвигу на последние [Объяснительная записка ..., 1994; *Geology of ...*, 1995; Геологическая карта ..., 1996; Любцов, Предовский, 1998; Симонов и др., 1998а, б; *Lyubtsov et al.*, ..., 2000].

2-й вариант - толщи и свиты Рыбачьего наращивают разрез п-ва Средний, т.е. являются более молодыми и залегают стратиграфически выше, чем толщи и свиты п-ва Средний [Митрофанов и др., 1996; и др.].

В первом варианте висячий блок сложен катагенезированными породами рыбачинской серии. Это - мотовская, лонская, перевальная и зубовская свиты, суммарная мощность которых по данным картирования около 3 км, да еще около 3 км не выходящих на поверхность слоистых пород от условной подошвы мотовской свиты до нижнего горизонта *L*. Весь комплекс пород, залегающих выше границы *L*, практически не деформирован и может коррелироваться с верхнем рифеем, слагающем северо-западную часть Кольско-Канинской моноклинали. Ниже горизонта *L* в висячем крыле выделяются еще две условные толщи, которые могут наращивать вниз разрез рифейских обра-

зований, либо самая нижняя часть из них может иметь и более древний возраст, например, раннерифейский (R_1) или свекофеннский (PR_1^3). По структурной организации "волнового поля" более вероятно, что нижняя часть сложена слоистыми образованиями нижнего рифея, которые могли образоваться в унаследованном протерозойском палеоавлакогене.

В лежачем крыле верхняя часть разреза до "маркирующего" горизонта сложена пологозалегающими толщами кильдинской серии (снизу вверх): перьярвинской, палвинской, поропелонской и земляпахтинской свитами. Первая литологическая, ярковыраженная геофизически граница при условии интерпретации главного разлома как надвига не может коррелироваться с границей L в висячем блоке.

Какая-то часть разреза должна коррелироваться с образованиями рыбачинской серии в висячем блоке. Но все участки коры в висячем блоке резко отличаются по структуре "волнового поля" и по степени деформированности от участка висячего блока.

Это противоречие можно было бы снять, если допустить, что в лежачем блоке нет пород аналогичных рыбачинской серии, залегающей в висячем блоке. А толщи рыбачинской серии были сформированы где-то (?) на северо-востоке и по надвику были надвинуты на кильдинскую серию и на нижележащие толщи. В таком случае, разлом (надвиг) должен выполаживаться к северо-востоку, а горизонтальная составляющая амплитуды надвига будет составлять первые сотни км.

В лежачем блоке ниже "маркирующего" горизонта L выделяется три разных по структуре "волнового поля" толщи (сверху-вниз), слагающие верхнюю часть коры. Первая толща с плохо выраженной слоистостью. Она представлена, вероятно, очень однородными породами (возможно, катагенезированными песчаниками), явно древнее перьярвинской свиты и может коррелироваться со среднерифейскими образованиями. Подошва этой толщи, возможно, является поверхностью

палеорельефа и нарушена серией мелких параллельных сбросов и центриклинальных взбросов, образующих "мини-горст". Мощность ее на двух поперечных разрезах разная – на 1-ом разрезе от 1 до 2 км, а на 2-ом разрезе – от 2.5 до 4.0 км. Похоже, что они образовались в мульдообразной структуре, степень компенсированного прогибания в которой увеличивалась к северо-западу.

Вторая толща имеет на разрезе форму вытянутой сигмоиды. В ней выделяются достаточно протяженные фрагменты "пакетов" отражающих площадок, которые могут коррелироваться с литологическими горизонтами. По характеру "волнового поля" и по расположению разрывных нарушений можно предположить, что породы этой толщи претерпели деформации в условиях сжатия (фрагменты горстообразных структур с центриклинальным расположением разломов) и в условиях растяжения (сбросовый характер мелких и средних разрывных нарушений). Мощность толщи на разрезах разная: на 1-ом разрезе – от 2.5 км до 5 км, а на 2-ом – от 1.2 км до 3 км. Такая разница в мощностях на разрезах, удаленных всего на 10 км, может быть обусловлена наличием значительного перерыва между ранним и средним рифеем или фаціальными различиями, и неравномерной эрозией в период перерыва, или постранирифейскими деформациями (если была складчатость) и неравномерным прогибанием в унаследованной свекофеннской структуре проседания (палеорифте или палеоавлакогене). Более вероятно, что эта толща сложена нижнерифейскими образованиями.

Ниже, на архейском кристаллическом основании, залегает еще более деформированная толща. Южное ограничение толщи явно тектоническое, но подошва не имеет четко выраженной границы. Кровля рисуется по серии четко выраженных геофизических и, возможно, литологических границ. Мощность этой толщи колеблется в пределах 4-6 км. Более вероятно, что эта толща сложена терригенными образованиями верхнего карелия (свекофенскими), деформирован-

ными в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Но не исключено, что среди них могут быть и вулканогенные образования, а также силлы и дайки. Структурная принадлежность – южное плечо раннепротерозойского палеорифта или палео-авлакогена.

Во втором варианте интерпретации (при условии, что разлом, по которому соприкасаются образования Среднего и Рыбачьего, является сбросом или сбросо-сдвигом) менее вероятен. В этом случае, в опущенном северном блоке маркирующая граница *L* может коррелироваться с маркирующим горизонтом *L* в южном блоке. Возраст разлома будет поствендский, амплитуда смещения по сместителю может составлять около 5 км, а стратиграфическая амплитуда – около 2 км. А разрез, сложенный кильдинской серией наращивается к северу разрезом рыбачинской серии. Между мотовской свитой и землепахтинской могут находиться образования одной-двух свит и, возможно, локальное или местное стратиграфическое несогласие. Стратиграфическая принадлежность образований, залегающих ниже маркирующей границы *L*, проблематична. Варианты интерпретации могут быть разные.

Оба варианта не имеют неоспоримых доказательств, так как: 1 – граница между образованиями Среднего и Рыбачьего тектоническая; 2 – нет признаков стратиграфического налегания мотовской свиты на землепахтинскую, а тем более – на пуманскую; 3 – нигде нет налегания перьярвинской свиты на зубовскую свиту, а тем более – на цыпнаволоцкую или скорбеевскую свиты. Получается, что нельзя однозначно утверждать об истинных мощностях разрезов всех выделенных серий – рыбачинской, кильдинской и волоковской. Большая часть вопросов могла бы быть снята, если бы была пробурена на п-ве Рыбачьем параметрическая скважина глубиной около 6 км.

Юго-западная часть профиля I-I к юго-западу от п-ва Средний пройдена по образованиям верхнего (позднего) архея, которые слагают верхнюю часть гранито-метаморфической кристаллической коры,

представленной Амбарнинским блоком Мурманского домена или Мурманской ГЗО. В пределах этого домена в верхней части коры до глубины 1-3 км установлены фрагменты метаморфизованных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород зеленокаменного пояса Устьярви [Вороняева, Пожиленко, 1999].

3.1.4. Стратиграфия

В предыдущих разделах в той или иной мере рассматривалась стратиграфическая последовательность верхнеархейских, нижнепротерозойских и верхнепротерозойских супракрустальных пород. Нижнеархейские образования в пределах рассматриваемого района отсутствуют.

В Печенгско-Аллареченском районе верхнеархейские образования представлены биотитовыми, амфибол- и пироксен-биотитовыми гнейсами, мигматитами, тоналито-гнейсами и гранодиорито-гнейсами с редкими реликтами амфиболитов. Весь этот комплекс пород рассматривается как комплекс основания [Объяснительная записка ..., 1994; Геологическая карта ..., 1996].

Выше (условно снизу вверх) залегают метаморфические породы нестратифицируемого комплекса. К нему относятся разнообразные гнейсы кольской серии: 1) гнейсы и амфиболиты с железистыми кварцитами (аннамская толща); 2) гнейсы слюдяные, гранат-слюдяные с кианитом, силлиманитом или кордиеритом (волшпахкская толща). К стратифицируемым образованиям верхнего архея (лопия) относятся: гнейсы и амфиболиты (каскамская и урагубская толщи), а также, вероятно, толщи гнейсов и амфиболитов, слагающие фрагменты зеленокаменного пояса Устьярви.

Нижнепротерозойские супракрустальные образования расположены, в основном, в Печенгской структуре. Существует большое количество стратиграфических схем этих образований [Загородный и др., 1964; Поляк, 1968; Кольская сверхглубокая ..., 1984; Объяснительная записка ..., 1994; Магматизм ..., 1995]. Они отличаются друг от друга детально-

стью, разными названиями или ранговостью стратиграфических единиц. Во 2-й главе стратиграфия описана на основе [Объяснительная записка ..., 1994; Геологическая карта ..., 1996; Приложение 1 и 2]. В этом разделе нами принимаются более детальная схема [Магматизм ..., 1995]. В Северо-Печенгской зоне нижний протерозой представлен (сверху вниз) метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами людиковия, ятулия и сариолия - пильгуярвинской (свита Матерт и ждановская свита), колосйокской (заполярининская и лучломпольская свиты), куэтьярвинской (пирттиярвинская и, кувернеринийокская свиты), ахмалахтинской (маярвинская и телевинская свиты) сериями:

Свита Матерт (четвертая вулканогенная). Авгитовые диабазы афанитовые; шаровые лавы; пикрит-диабазы и пикритовые лавы массивные и шаровые; кварцевые порфиры; туфы пепловые и агломератовые ультраосновного, основного и среднекислого составов; эруптивные и агломератовые брекчии жерловой фации; амфиболовые сланцы; рассланцованные и массивные амфиболиты.

Ждановская свита (четвертая осадочная продуктивная толща). Ритмично-слоистая толща филлитов, алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов; углеродистые и сульфидно-углеродистые сланцы; туфы и туффиты основного, ультраосновного и средне-кислого состава; лавы основного и ультраосновного состава.

Заполярининская свита (третья осадочно-вулканогенная). Авгитовые диабазы амфиболитизированные, актинолитовые диабазы; зеленые сланцы и амфиболиты; в основании свиты - чередование эффузивов пестрого состава; в средней части - пачка туфогенно-осадочных пород; туфы пепловые и агломератовые, сланцы; песчаники, доломиты.

Лучломпольская свита (третья осадочная). Туффиты, сланцы, полимиктовые и аркозовые песчаники, гравелиты и конгломераты, кварциты, доломиты, яшмы, гематитовые песчаники и известняки.

Пирттиярвинская свита (вторая вулканогенная). Актинолитовые диабазы, андезито-дациты, альбитофиры, трахиты, биотитизированные и эпидотизированные диабазы, подчиненно - туфы, туфолавы и кластолавы.

Кувернеринийокская свита (вторая осадочная). Известняки, доломиты, кварцито-песчаники, алевролиты, сланцы, яшмы.

Маярвинская свита (первая вулканогенная). Роговообманковые и актинолитовые диабазы, диабазовые порфиры, мандельштейны и амфиболиты по ним, андезитовые порфиры.

Телевинская свита (первая осадочная). Валунные и гравийно-галечные конгломераты и конгломерато-брекчии, гравелиты, аркозовые песчаники.

Менее однозначно стратифицируются и коррелируются породы Южно-Печенгской зоны. В ней выделены образования калевия - южнопеченгская серия или ансемйокская и пороярвинская серии [Магматизм ..., 1995]. Деление на свиты, а также стратиграфическое и пространственное положение их было рассмотрено выше.

К нижнепротерозойским супракрустальным образованиям следует, вероятно, относить и породы тальинской и вырнимской толщ, модельный Sm-Nd-возраст протолита которых 2305 млн лет и 2401 млн лет соответственно [Пожиленко и др., 2000]. Абсолютный возраст их пока не определен, но, скорее всего, они должны относиться к людиковийско-калевийским образованиям. Примерно этот же возраст будут иметь и гранулитовые гнейсы Лапландского Гранулитового пояса, примыкающие с юга к Печенгско-Аллареченскому району, если принимать во внимание модельные Sm-Nd-возраста их протолитов.

Верхнепротерозойские литифицированные осадочные породы в Печенгско-Аллареченском рудном районе слагают полуострова Средний и Рыбачий.

Полуостров Средний сложен верхнерифейскими образованиями кильдинской и волоковой серии (см. рис.2.12). В составе кильдинской серии 4 свиты (сни-

зу вверх): перьярвинская, палвинская, поропелонская, землепахтинская и кархуярвинская. Волоковая серия залегает на кильдинской с перерывом и включает куюканскую и пуманскую свиты, которые ранее сопоставлялись с вендскими образованиями группы Танафиорд п-ова Варангер. Но образования п-ова Среднего помимо типичного для верхнего рифея набора микрофоссилий содержат водорослевые строматолиты *Gimnosolon ramsayi steinm.* И поэтому наиболее вероятный их возраст по набору микрофитофоссилий - верхнерифейский [Любцов и др., 1989].

Полуостров Рыбачий сложен пологозалегающими осадочными породами рыбачинской серии среднего рифея верхнего протерозоя, в составе которой шесть свит (снизу вверх): мотовская, лонская, перевальная, зубовская, и одновозрастные, но различающиеся фациально, цыпнаволоцкая и скорбеевская. Породы трех нижних свит в общем соответствуют комплексу пород, сформированному в пределах трансгрессивно-регрессивного цикла. Их отличительным признаком является наличие турбидитов почти на всех уровнях и большого количества сланцев и карбонатных пород в верхних частях разрезов [Любцов и др., 1989].

Положение комплекса турбидитовых отложений п-ова Рыбачьего до сих пор дискуссионно. Высказанные еще А.А.Полкановым [1934] положения о более древнем возрасте этих пород по отношению к отложениям п-ова Средний и тектоническом контакте надвигового типа между ними были подвергнуты ревизии [Негруца, 1971; Сергеева, 1973]. Авторы этих работ, вслед за Е.М.Люткевичем и Л.Я.Харитоновым предположили нормальные стратиграфические взаимоотношения комплексов. Более обоснованными, по-видимому, являются представления о среднерифейском возрасте турбидитов п-ова Рыбачий [Коноплева, 1977]. Они основаны на сходстве этих отложений с породами формации Конгсфиорд п-ова Варангер. Отмечается практически полное сходство отложений турбидитовых потоков перевальной, зу-

бовской и цыпнаволоцкой свит и отсутствие высокоплотных потоковых отложений - аналогов пород мотовской и лонской свит. Достаточно корректно обоснованный среднерифейский возраст отложений формации Конгсфиорд, близкое расположение разрезов (не более 100 км), корреляция со среднерифейскими турбидитовыми образованиями Тимана [Гецен, 1991], а также расположение к северу от установленной зоны надвига во всех трех районах наряду с другими данными позволяет отнести толщи п-ова Рыбачьего к среднему рифею. Это положение нашло отражение в последней опубликованной геологической карте Кольского региона [Геологическая карта ..., 1996].

Корреляционная схема отложений п-ва Варангер, Кольского п-ова и Урала еще очень далека от своего завершения. На основе разработок А.А.Полканова [1934], Н.Г.Коноплевой [1977], материалов К.О.Кратца с соавторами [Кратц и др., 1982], В.В.Любцова и др. [1989] и А.Сидлецкой [Siedlecka et al., 1992] был принят вариант корреляции, изложенный в [Объяснительная записка ..., 1994]. Он был использован в настоящей работе. Но в последнее время была предложена несколько иная схема [Lyubtsov et al., ..., 2000], в которой эйновская и баргоутная группы (от мотовской свиты внизу до цыпнаволоцкойверху) помещены в верхний рифей, в отличие от (см. Приложение 1 и 2).

3.1.5. Интрузивные породы

В предыдущих разделах при геологическом описании участков, блоков, комплексов, структур и фрагментов террейнов Печенгско-Аллареченского района в той или иной мере рассматривалось пространственное и возрастное положение интрузивных тел. Поэтому в этом разделе можно ограничиться только кратким перечислением их в относительной возрастной последовательности - от древних к молодым.

К позднеархейским интрузивным образованиям относятся гранодиориты, тоналиты и плагиограниты мурманского

и центрально-кольского комплексов с возрастом 2.8-2.9 млрд лет и более поздние гранитоиды с возрастом 2.75-2.65 млрд лет, а также гарцбургиты, троктолиты и габброиды аллареченского и аннамского комплексов [Геологическая карта ..., 1996].

Раннепротерозойские интрузивные образования представлены широким спектром пород, различающихся по возрасту и составу. К самым ранним, т.е. к сумийским, относится интрузия базитов горы Генеральской с возрастом 2496 ± 10 млн лет [Баянова, 1996; Баянова и др., 1999] или 2505.1 ± 1.6 млн лет [Amelin et al., 1995] и небольшие массивы аналогичного состава, расположенные к востоку от Печенги [Геологическая карта ..., 1996].

Интересным является тот факт, что сариолийский и ятулийский этапы эндогенной активности почти не зафиксировались интрузивным магматизмом в пределах Печенгско-Аллареченского района. Предполагалось, что исключением является массив проблематичных гранодиоритов Шуонияврского массива, Rb-Rb-возраст которых 2140 ± 65 млн лет [Миц и др., 1989]. Согласно последним данным, они образовались в людиковийское время, U-Rb-возраст 1939 ± 7 млн лет [Баянова, Скуфьин, 1999].

Огромное количество интрузивных тел (массивов, даек, силлов) было сформировано в людиковийско-калевийское время. Это дайки и массивы габбро, клинопироксенитов, верлитов и перидотитов печенгского комплекса с возрастом около 1970 млн лет и нясюкского комплекса с возрастом около 1960 млн лет, каскельяврский комплекс кварцевых диоритов и плагиогранитов с возрастом около 1940 млн лет.

К поздним гипабиссальным интрузивным образованиям относятся лицко-арагубский комплекс гранодиоритов и гранитов с возрастом в интервале 1762-1772 млн лет. Это массивы (с юго-запада на северо-восток): Лицкий, Лебяжинский, Няляврский, Портлуболский, Большой Урагубский, Арагубский и Малый Арагубский. Суммарная площадь их около 900 км^2 [Ветрин и др., 1975; Гранитоид-

ные формации ..., 1978]. В схеме формирования комплекса выделяется 5 интрузивных фаз: 1) кварцевые диориты и монцодиориты с жильной серией диоритовых порфиритов и лампрофиров; 2) порфириформидные граниты и гранодиориты с приконтактовыми монцонитами, граносиенитами, плагиоаплитами и тоналитами (главная фаза); 3) мелкопорфириформидные граниты и гранодиориты; 4) мелкозернистые граниты, включая лейкократовые граниты, аплиты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры и пегматиты (жильная серия); 5) крупнозернистые и среднезернистые граносиениты и кварцевые монцониты (фаза дополнительных интрузий) [Ветрин, 1978; Эндогенные режимы ..., 1991].

Посткалевийский возраст (около 1720 млн лет) имеют диоритовые порфириты порьиташского комплекса.

Дайки позднепротерозойского (рифей-вендского) возраста районе не обнаружены.

Палеозойские интрузивные породы. В пределах Печенгско-Аллареченского района закартированы палеозойские дайки. Они имеют преимущественно северо-восточное простирание. Возраст дайки, секущей Печенгскую структуру, около 362 млн лет [Федотов, Амелин, 1998]. Возраст долеритов секущих породы п-ва Среднего 504 ± 20 млн лет, а секущих породы п-ва Рыбачьего – 401.6 млн лет (см. Приложение 3).

3.1.6. *Метаморфизм*

На территории Печенгско-Аллареченского рудного района выявлен широкий спектр метаморфических и ультраметаморфических преобразований. Верхнепротерозойские осадочные породы полуостровов Средний и Рыбачий претерпели только катагенетические преобразования. Нижнепротерозойские вулканогенные и осадочные породы Печенги метаморфизованы в палеопротерозое. В Северной зоне Печенги выявлена метаморфическая зональность [Петров, 1999]. Степень метаморфизма снижается от флангов структуры к центру от амфиболитовой фации до хлорит-мусковитовой

субфации зеленосланцевой фации. Поро- ды Южной зоны Печенги метаморфизо- ваны в амфиболитовой фации. К югу от Печенги в пределах структур Инари, Кас- кама, Хутояр и др. породы претерпели многоактные процессы метаморфизма и ультраметаморфизма в амфиболитовой фации и только в северном фланге Ла- пландского гранулитового пояса отмече- ны реликты гранулитового метаморфиз- ма. К северу от Печенгской структуры в верхнеархейских образованиях проявлен позднеархейский метаморфизм от амфи- болитовой до гранулитовой фации (в се- верной части района) и локально - ранне- протерозойский метаморфизм амфиболи- той фации и широко проявлены про- цессы ультраметаморфизма [Виноградов, Виноградова, 1976; Беляев и др., 1977].

3.1.7. Полезные ископаемые

В Печенгско-Аллареченском районе выделяются Печенгское, Аллареченское и Северо-Восточное медно-никелевые руд- ные поля [Медно-никелевые ..., 1999].

В Печенгском рудном поле место- рождения пространственно и генетически связаны с дифференцированными интрузи- ями метаморфизованных габбро- верлитов, внедрившимися 1980-1900 млн лет назад в центральной части Печенг- ской палеорифтогенной зоны. Интрузии имеют форму линз, крутопадающих в южных румбах и залегающих среди туфо- генно-осадочных пород "продуктивной толщи". Интрузии прослежены на рас- стояние более 40 км, однако, промыс- ленно-рудноносные концентрируются в трех рудных узлах: Западном (вблизи пос.Никель), Центральном и Восточном (южнее г.Заполярный).

Месторождения Западного рудного узла - Каула, Промежуточное, Котсель- ваара, Каммикиви и Семилетка - приуро- чены к межпластовой тектонической зо- не, проходящей в верхах продуктивной толщи. Рудные тела залегают в припо- дошвенной части интрузий, имеют крутое падение и представлены богатыми суль- фидными рудами пентландит-пирротин-

халькопиритового состава и массивного или брекчиевидного типа.

Месторождения Центрального руд- ного узла - Соукер, Райсоайви и Мирона. Кроме того, здесь выделяются и рудопро- явления - Восточное Ортоайви, Северный Соукерйок, Пахта-ярви, Колосйоки, Хан- гаслахденваара, Северо-Каульское и Се- веро-Котсельваарское, Райсоайви и Ми- рона.

В состав Восточного рудного узла входят месторождения Спутник, Верхнее, Тундровое, Ждановское, Заполярное, Бы- стринское и Северные Онки, приурочен- ные к межпластовым тектоническим зо- нам в верхней (Верхнее, Тундровое, Бы- стринское), средней (Ждановское, рудные тела Юго-Западное, Юго-Восточное и Южное) и нижней (Спутник, Заполярное, Центральное рудное тело месторождения Ждановское) частях "продуктивной" толщи [Медно-никелевые ..., 1999]. Глав- ные рудные тела в них сложены преимуще- ственно бедными вкрапленными руда- ми магнетит-халькопирит-пентландит- пирротинового состава, которые требуют предварительного обогащения. Главные рудные минералы представлены пирро- тином, пентландитом, халькопиритом и минералами группы шпинели. К второ- степенным и редким минералам относят- ся пирит, сфалерит, маккинавит, аргенто- пентландит, сульфоарсениды никеля и кобальта, алтаит, рутил, ильменит. Ос- новные полезные компоненты руд - ни- кель, медь, кобальт, сера, к попутным от- носятся золото, серебро, платина, палла- дий, родий, рутений, иридий, селен, тел- лур.

На западном фланге Восточного рудного узла в низах продуктивной тол- щи залегают массив Киерджибор, к кото- рому приурочено несколько рудных тел, сложенных вкрапленными рудами и одно, Главное рудное тело, сложенное богаты- ми брекчиевидными и густовкрапленны- ми рудами. Рудные тела этого массива объединены под общим названием - ме- сторождение Спутник. В верхней части разреза продуктивной толщи, южнее мас- сива Киерджибор, располагаются не вы- ходящие на поверхность несколько мас-

сивов с промышленным оруденением, образующих месторождение Верхнее.

Месторождение Спутник-Верхнее состоит из 10 рудных тел: Западного, Восточного, Основного, 1, 2, 3, 4, 5, 6, Главного и двух рудных линз. Западное, Восточное и Основное рудные тела слагают месторождение Верхнее, располагаясь в верхней части разреза ждановской свиты. Остальные рудные тела залегают в нижней части свиты и относятся к месторождению Спутник. Подавляющее большинство руд относятся к рядовым вкрапленным рудам. Богатые руды (густовкрапленные, брекчиевидные, сплошные) наиболее распространены в рудных телах 3, 5 и Главном на месторождении Спутник [Мультимедийный справочник ..., 2001, Чапин].

В Северо-Восточном рудном поле медно-никелевые руды связаны пространственно и генетически с массивами основных и ультраосновных пород, расположенных группами или поодиночке среди гнейсовых толщ кольской серии. Известны месторождения Карикъявр, Сакен и Хириярви, а также рудопроявления горы Генеральской и Нясюкского дайкового комплекса [Медно-никелевые ..., 1999].

Месторождения Аллареченского рудного поля (Аллареченское и Восток) к началу 80-х годов уже отработаны. Они были приурочены к маломощным интрузиям ультраосновных пород (оливинитов и гарцбургитов), залегающих среди архейских гнейсов, и представлены крутопадающими залежами массивных и брекчиевидных руд с богатым содержанием никеля, меди и кобальта и с повышенным содержанием селена и платиноидов [Mitrofanov et al., 1995]. Кроме того, в северо-западной части Аллареченского рудного поля известно рудопроявление р. Руннийоки, приуроченное к подошвенной части метаморфизованных ультрабазитов и к приконтактовым гранито-гнейсам.

К юго-востоку от месторождений Аллареченского рудного поля выявлено Солозерское рудное поле (район озера Солозеро), где в дифференцированных массивах базит-гипербазитов есть рудо-

проявления с медно-никелевой минерализацией, содержащей до 0.8% никеля [Геология медно-никелевых ..., 1990].

Рудопроявления титана известны в ряде габбро-перидотитовых массивов Печенгского рудного поля.

Среди гнейсов волшпахкской свиты верхнего архея, расположенной к северо-востоку от Печенги, установлены линзы и пласты железистых кварцитов. Но наиболее широко распространены железистые кварциты среди гнейсо-амфиболитовой аннамской толщи, расположенной к юго-востоку от Печенги. Они образуют здесь линзы размером до 60×300 м.

Рудопроявления свинца, цинка и серебра известны с начала XVIII века. Они приурочены к полиметаллическим жилам, которые широко развиты к западу от Печенгского залива, на полуостровах Среднем и Рыбачьем и в Кольском заливе. Мощность жил варьирует от 1-2 см до 2.5 м, протяженность - от 10 м до 2.5 км. Оруденение представлено прожилковым и гнездовым типами. Жилы имеют кальцит-баритовый, кварц-флюорит-кальцитовый состав с галенитом и сфалеритом. Реже присутствуют пирит, халькопирит, борнит, самородное серебро, халькозин, малахит, азурит и т.д.

Не исключено, что практический интерес может представлять сульфидная минерализация в черных сланцах скорбеевской, цыпнаволоксской и отчасти зубовской свит верхнего протерозоя.

Свинцовая минерализация отмечена в песчаниках и конгломератах основания палвинской свиты рифея.

В породах землехахтинской свиты установлена повышенная титаноциркониевая минерализация.

Перспективными на фосфатное сырье являются переотложенные желваковые и прочие фосфатные горизонты куяканской, землехахтинской, поропелонской и палвинской свит и первичноосадочное фосфатно-редкоземельное рудопроявление в породах карбонатно-шельфовой фации палвинского и кархуярвинского хроностратиграфических уровней верхнего протерозоя на суше и в море [Негруца и др., 1994].

Интерес может представлять и урановое оруденение в краевой зоне Лицкого гранитного массива [Савицкий и др., 1995], а также в диафоритах по тектонизированным кольским гнейсам [Виноградов, Виноградова, 1984].

Может представлять интерес месторождение крупночешуйчатого графита "Гора Скалистая", расположенное в Хиннаярвинском блоке и разведанное по рекомендации А.И.Ивлиева в 80-е годы [Ивлиев и др., 1982].

Стройматериалы, флюсовое и карбонатное сырьё. Перспективными в качестве флюсового сырья в металлургическом процессе могут быть кварцевые песчаники палвинской и, возможно, котовской свит верхнего протерозоя. В настоящее время в этом комплексе разведано Палвинское месторождение флюсовых кварцитов на п-ве Среднем – одно из крупнейших разведанных месторождений высококачественных флюсов для цветной металлургии на С-3 России (около 2 млрд т при среднем содержании SiO₂ в лучших сортах >98%). Исследуется возможность использования этого сырья для производства ферросилиция (по аналогии с эксплуатируемым в Северной Норвегии месторождением "Тана-Бру").

В качестве карбонатного сырья могут использоваться рифейские органогенные доломитизированные известняки.

Некоторые вспучивающиеся сланцы скорбеевской и цыпнаволоксской свит рифея могут использоваться для получения керамзита и легких вспучивающихся наполнителей легкого бетона. Для производства морозостойкого и гидротехнического бетона могут использоваться кварциты куэтсьярвинской серии Печенги.

Известковистые гидрослюдистые аргиллиты и алевролиты рифейских толщ пригодны для цементной промышленности. Кровельные сланцы и песчаники землепахтинской, поропелонской и других свит могут использоваться в качестве бытового точильного камня и как кровельный и строительный материал.

Печенгско-Аллареченский район богат облицовочными (базит-гипербазиты нясюкского дайкового комплекса - ме-

сторождения Кирикован-I и Кирикован-II, проявления гранитов Люппеярви, Маатунтури, месторождения гранитов Кядельярв, Портлубол лицко-арагубского комплекса и т.д.), поделочными (доломиты и кварциты Пирттиярви, туфы Вильгискоддеайви, яшмоиды, филлиты и др. породы Печенги) и строительными камнями [Жиров, Лацук, 1998; *Мультимедийный справочник ...*, 2001].

Месторождение облицовочного камня Кирикован-II расположено в Печенгском районе, в 25 км южнее г.Заполярного, в котором находится основной потребитель блоков облицовочного камня - камнеобрабатывающий цех ОАО "Печенганикель". Шоссейная дорога Мурманск-Никель проходит в 4 км к западу от месторождения. Расстояние до ж.-д. ст. Печенга - 2 км, до пос.Печенга - 7 км и до порта Лиинахамари - 14 км. Месторождение облицовочных пироксенитов Кирикован-II представляет собой участок Западной дайки плагиопироксенитов дайкового нясюкского комплекса. В состав комплекса входят четыре дайки: две крупные - Западная, сложенная преимущественно плагиопироксенитами, и Восточная, сложенная оливиновыми метагаббро, и две мелких дайки габброидного состава. В пределах Восточной дайки выявлено два проявления облицовочного камня: Кирикован и Нясюкка. По характеру и степени трещиноватости пироксениты месторождения Кирикован-II до отметок +85 - +90 м удовлетворяют требованиям по блочности, о чем свидетельствует средний расчетный выход природных блоков I-III групп, составляющий около 30% от общей массы породы. Пироксениты имеют насыщенный черный, реже - серо-черный цвет. Для них характерна порфирированная, среднезернистая структура и массивная, иногда слабо выраженная пятнистая текстура. На фоне основной кристаллической массы выделяются крупные, до 2-3 см в поперечнике, изометрические зерна керсутита [Мультимедийный справочник ..., 2001, Лацук].

Для производства кирпича могут использоваться месторождения четвертичных глин, расположенные в долинах

рек Печенги, Шуонийоки, Титовки и Западной Лицы, и флювиогляциальных песков. В качестве строительного материала рассматриваются огромные запасы ледниковых моренных отложений.

Пегматиты. В пределах Печенгско-Аллареченского района в архейских гнейсах и гранито-гнейсах выявлено несколько пегматитовых полей, содержащих большое число жил слюдоносных и керамических пегматитов, (Кольско-Рамозерского пегматитоносный район) [Минеральные ..., 1981]. Изучены слабо. Предварительно оцененные запасы керамического сырья очень значительны. Менее перспективны эти жилы на качественный мусковит и берилл.

Нефтегазоносность.

Геолого-геохимическими исследованиями ГИ КНЦ РАН в 1980-2000 г.г. выявлены признаки потенциальной нефтегазоносности рифейских осадочных толщ и совместно с ФГУП "НПЦ Кольская сверхглубокая" даны обоснования выбора перспективных площадей для организации поисковых работ на п-ве Рыбачьем и прилегающем шельфе Баренцева моря [Митрофанов и др., 1996б, 1998в, 1999; Симонов и др., 1998].

3.1.8. Степень и перспективы освоения

В пределах Печенгско-Аллареченского рудного района хорошо освоены только крупные и богатые по содержанию полезных компонентов медно-никелевые месторождения. Вскрытие и отработка

месторождений медно-никелевых руд ведется двумя способами, до глубин 200-300 м открытым, а глубже - подземным, с закладкой выработанного пространства (месторождения Каула, Котсельваара, Каммикиви, Семилетка, Пильгуярви, Заполярное, Спутник и Восток). Руды с содержанием металлов более 1.5% направляются на электроплавку, а менее богатые подвергаются предварительному обогащению. Из отходящих сернистых газов в Никеле производилось около 180 тысяч т серной кислоты в год.

Освоение мелких месторождений и бедных медно-никелевых руд в настоящее время считается нерентабельным. Но остается возможность открытия крупных месторождений на больших глубинах Печенгского рудного поля, месторождений с богатыми переотложенными рудами в "тектонических узлах" западного фланга Печенги и др.

Энергетическая (наличие линий электропередач высокого напряжения) и производственная (наличие фабрик, заводов, техники) оснащенность, состояние коммуникаций района (наличие железной дороги, асфальтированных и грунтовых автомобильных дорог), а также наличие достаточного количества высококвалифицированных трудовых ресурсов обеспечивают реальные перспективы для вовлечения в комплексную разработку более широкого круга видов минерального сырья этого района.

3.2. Лапландский рудный район

3.2.1. Административное и географическое положение

Лапландский рудный район (№ 2 на рис.2.20) расположен в западной части Мурманской области на территории юго-западных частей Кольского, Печенгского и Оленегорского административных районов. Его западная граница совпадает с отрезком государственной границы России с Финляндией. С севера район ограничен условно автодорогой Верхнетуломский-Лотта-Ивало, проходящей севернее Верхнетуломского водохранилища и р.Лотты. С востока граница Лапландского рудного района условно проводится вдоль р. Улита и западнее Главного хребта. Южная граница – по рекам Падос, Вува и до оз. Чуна-озеро.

По территории района проходит несколько автомобильных грунтовых дорог разного качества. От пос.Вехнетуломский одна дорога проходит севернее Верхнетуломского водохранилища вдоль р.Лотта до государственной границы, а вторая – южнее Верхнетуломского водохранилища до р.Конья, а затем до р.Вува. Все остальные дороги - грунтовые, старые лесовозные - в запущенном состоянии.

В северной части Лапландского рудного района расположена Нотозерско-Тулумская депрессия, в которой преобладает структурно-денудационный рельеф - субгоризонтальные и слабонаклонные цокольные равнины как унаследованно-возрожденные морфоструктуры, выработанные в докембрийских породах со слабогетерогенными блоковыми структурами (см. рис.2.19).

Центральная часть Лапландского рудного района представлена Центральным горным подрайоном, большая часть которого сложена морфоструктурами, интенсивно поднятыми новейшими тектоническими движениями. Наибольшая высотная отметка в районе Сальных тундр - гора Элгорас 997 м.

Остальная территория Лапландского района представлена слабоподнятыми новейшими движениями морфоструктурами.

Из ледниковых форм наиболее широко представлены озы, друмлины, камы и флювиогляциальные дельты. Горные области выше 250-300 м безлесны. На остальной территории расположены разнообразные леса, часть из которых разрабатывалась на протяжении многих лет. На территории района расположено Верхнетуломское водохранилище, реки Лотта, Явр, Нота, Вува, Печа, Улита и др. Местность вокруг озер и в долинах рек заболочена.

По территории района проходит несколько высоковольтных линий электропередач, к которым подключена и Верхнетуломская ГЭС. Единственный относительно большой для этого района населенный пункт - пос.Верхнетуломский. Работой население поселка обеспечивают: Верхнетуломская ГЭС, леспромхоз, сельскохозяйственное и рыболовецкое предприятия и туристическая база.

Юго-восточная часть Лапландского рудного района входит в Лапландский биосферный заповедник, где всякая производственная деятельность запрещена, а долина р.Нявка является "зоной абсолютного покоя".

3.2.2. Геологическое строение

В структурном отношении Лапландский рудный район охватывает два крупных фрагмента структур, разных по возрасту и геотектонической принадлежности (рис.3.8).

Первый фрагмент слагает западную часть Лапландского рудного района. Он является частью западной ветви Лапландского Гранулитового пояса, примыкает с юга к Печенгско-Аллареченскому району и отделен от Инари и других структур Серварангер-Кольского террейна крутопадающими разломами.

Лапландский Гранулитовый пояс (Лапландский террейн) рассматривается как осевая зона Лапландско-Кольско-Беломорской коллизионной области и как коллажная структура раннепротерозойского возраста, сложенная супракру-

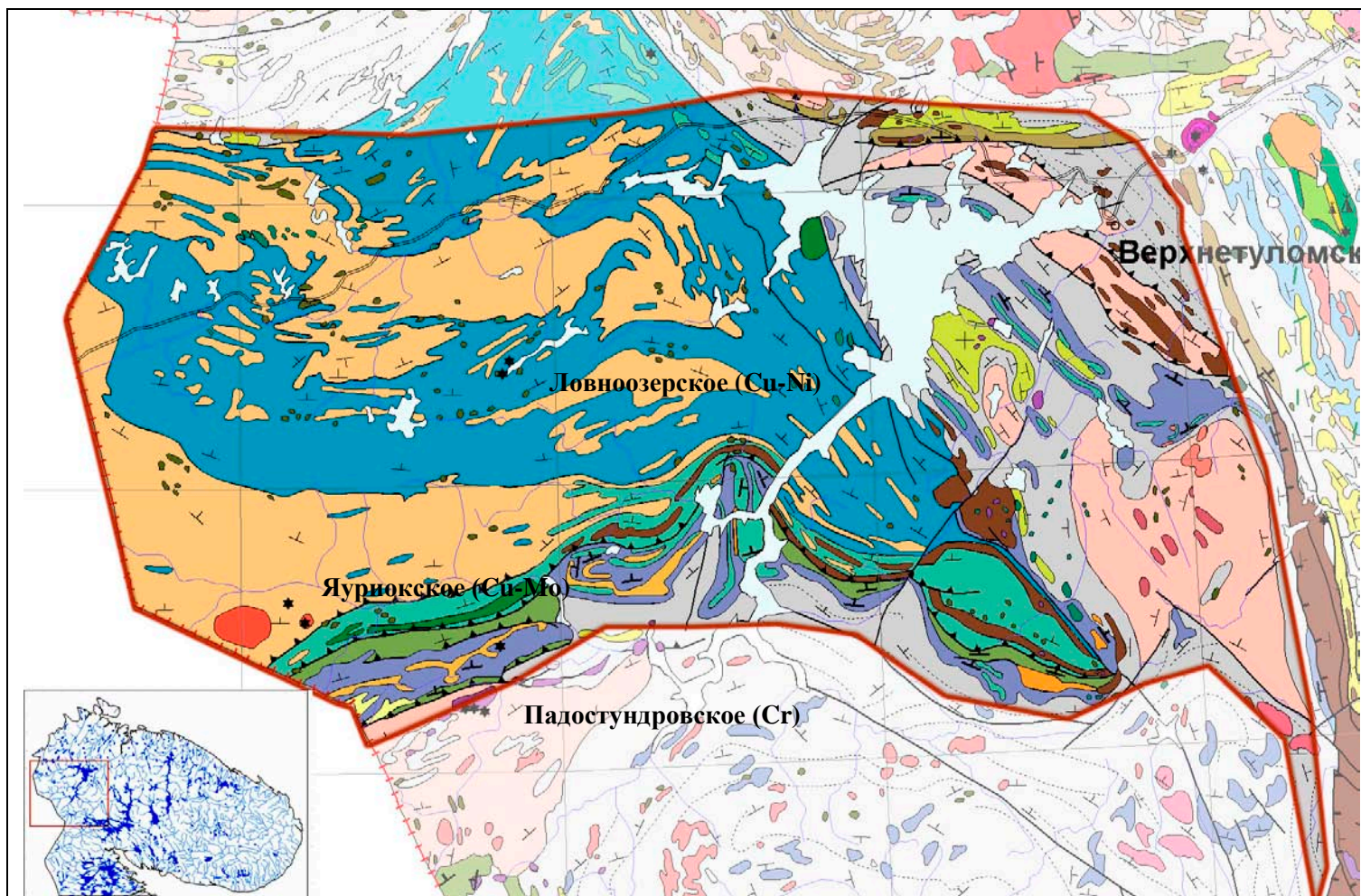


Рис.3.8. Лапландский рудный район (основные элементы легенды – см. Приложение 2)

стальными и инфракрустальными образованиями и расположенная между Беломорским и Кольским доменами. Зона неоднородна по простиранию и вкрест простирания. Она включает фрагменты сумийских и лопийских зеленокаменных поясов, автономные анортозиты и габбро-анортозиты. Разнородные компоненты разделены системами листрических надвигов (вязких и разрывных), комплементарными им сдвиго-надвигами, а затем были осложнены субвертикальными взбросами.

Второй фрагмент слагает восточную часть Лапландского рудного района. Он представлен Нотозерским и Нявкинским блоками Беломорского составного террейна, которые отделены от сопредельных структур мощными зонами разрывных нарушений. Нотозерский блок по зоне Главного разлома граничит с Затулломским и Кожьозерским блоками Кольского составного террейна, слагающего Центрально-Кольский рудный район. С Лапландским террейном он граничит по зоне Северо-Сальнотундровского разлома [Пожиленко, 1984а,б, 1987], который далее к северо-западу переходит в Мохтьозерский разлом или в Аккимскую зону разломов [Пожиленко и др., 1997]. Вертикальная составляющая амплитуды смещения по этому разлому достигает нескольких км (рис.3.9).

Западная часть Лапландского рудного района включает Лапландский фрагмент гранулитового пояса. Он обладает латеральной зональностью вкрест простирания структур. В его южной части преимущественно развиты гранулиты основного и среднего состава, в меньшей мере - кислые гранулиты, метагаббро-анортозиты и эндербиты. В северной части преобладают диорито-гнейсы, гнейсы и кислые гранулиты. Последние обладают некоторыми признаками осадочного происхождения, к которым относятся известные находки тонкой ритмичной полосчатости в кислых гранулитах (особенно в Финской Лапландии), специфика химического состава, а также данные по содержанию редкоземельных элементов и изо-

топии кислорода [Козлов и др., 1990; Бибикова и др., 1993].

Лапландский фрагмент террейна обладает зональностью вкрест простирания структур. Выделяются блоки с разной степенью линейаризации - Туадаш-Сальнотундровский, Кацкимозерский, Южно-Лоттинский и Северо-Лоттинский блоки.

Породы пояса линейаризированы в раннем протерозое в условиях неоднократного проявления высокобарного амфиболитового и гранулитового метаморфизма при Р от 8 - до 15 кбар [Пожиленко, 1976]. Степень бластомилонитизации наиболее интенсивна в подошвенной части аллохтона структуры, особенно на юго-востоке в Туадаш-Сальнотундровском блоке в районе Сальных тундр (рис.3.10).

К северу и северо-западу бластомилонитизация проявлена слабее, и в породах отмечается большое количество реликтовых признаков принадлежности пород к интрузивным габбро и диоритам. В качестве примера можно привести фрагмент строения северо-западной части Туадаш-Сальнотундровского блока, где сохранились участки, в которых однозначно определяется наложенный характер процессов расщепления и преобразования метадиоритов в кристаллические сланцы (рис.3.11).

Внутренняя структура широких полей кислых гранулитов пока не откартирована. В них достаточно определенно установлены только малые структурные формы и элементы. Границы между гранулитами кислого и основного состава тектонические. Очень сложным структурным ансамблем характеризуется полоса, расположенная между Лапландским гранулитовым поясом и Беломорским доменом. В этой полосе в пространственной ассоциации находятся геологические тела разного возраста и генезиса (фрагменты образований раннепротерозойского зеленокаменного пояса Танаэльв, верхнеархейских образований Беломорского домена и т.д.), включая мантийные (?) и нижнекоровые отторженцы. Наиболее

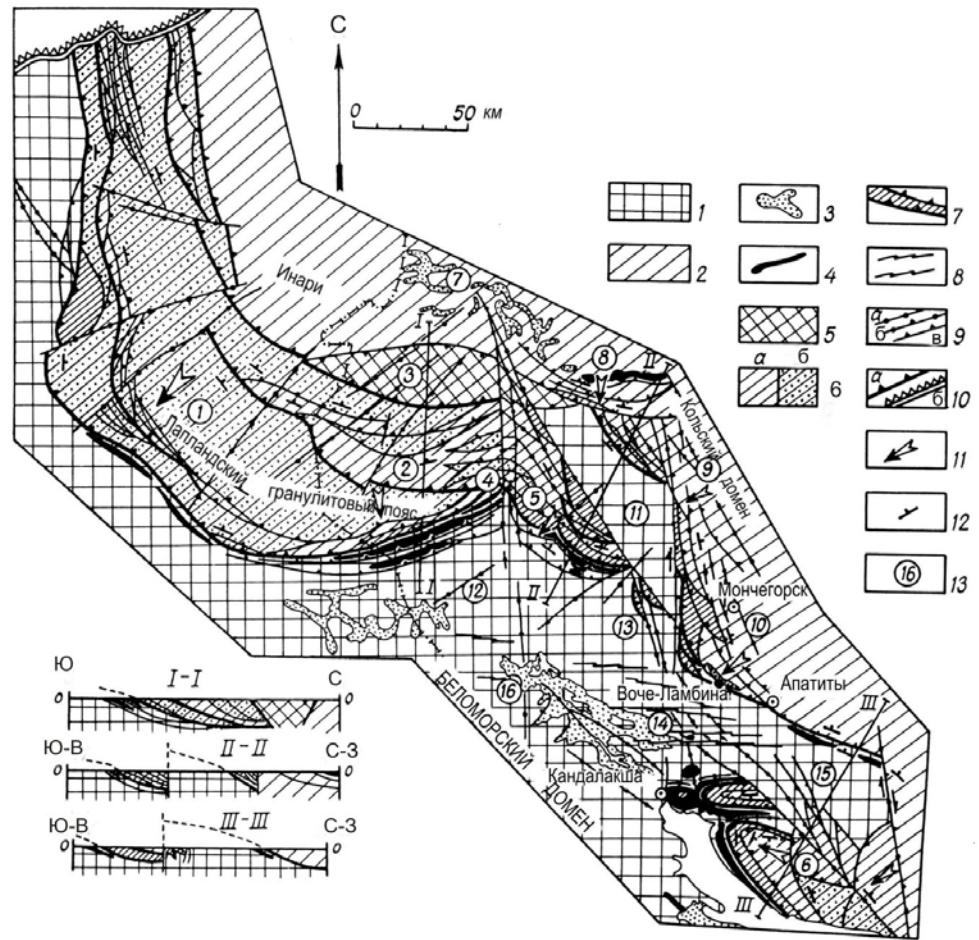


Рис.3.9. Схематическая карта строения Лапландской шовной зоны. Составил В.И.Пожиленко [Geology of ..., 1995]:

1 - формации нестратифицированных позднеархейских пород Беломорского террейна; 2 - формации нестратифицированных позднеархейских пород Кольского террейна; 3 - фрагменты зеленокаменных поясов позднего архея; 4 - фрагменты зеленокаменных поясов раннепротерозойского (сумийского) возраста; 5 - диорито-гнейсы и гнейсы с реликтами гранулитов; 6 - кристаллосланцы (гранулиты) основного и среднего состава (а) и кислые гранулиты (б); 7 - раннепротерозойские габбро-анортозиты; 8 - зоны раннепротерозойских субширотных пластических сдвигов; 9 - разломы раннепротерозойские: субвертикальные (а), сдвига-надвиги (б) и надвиги (в); 10 - наиболее крупные надвиги раннепротерозойские (а) и каледонские (б); 11 - направление перемещения блоков; 12 - сланцеватость и полосчатость; 13 - блоки или мелкие террейны (номера в кружочках): 1 - Лапландский, 2 - Южно-Лоттинский, 3 - Северо-Лоттинский, 4 - Кацкимозерский, 5 - Туадаш-Сальютундровский, 6 - Кандалакиско-Колвицкий, 7 - Аннамский (или Аллареченский), 8 - Затулумский, 9 - Кожьозерский, 10 - Примандровский, 11 - Нотозерский, 12 - Гирвасский, 13 - Ньявкинский, 14 - Бабинский, 15 - Мунозерский, 16 - Енский

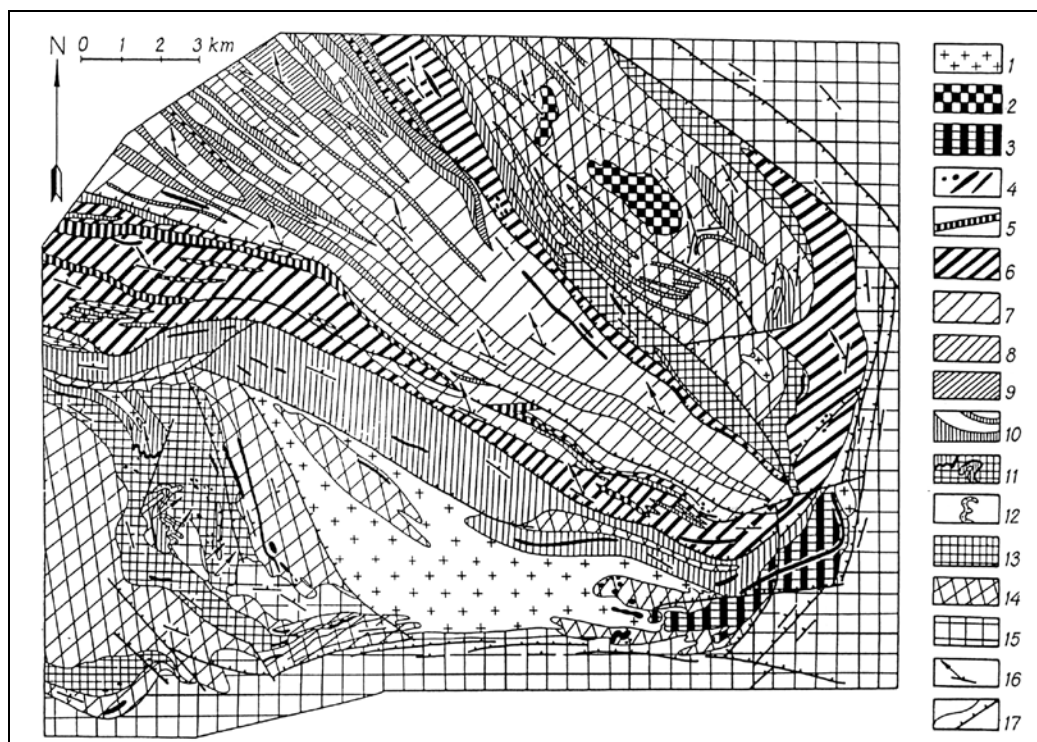


Рис.3.10. Схема геологического строения юго-восточной части Лапландского Гранулитового пояса (район Сальных тундр). Составлена В.И.Пожиленко с использованием геологических карт А.И.Ивлиева, Е.Г.Мининой и других источников:

1 - плагиомикроклиновые граниты; 2- базит-гипербазиты массивов Застейд-I и Застейд-II; 3 - метагаббро интрузии Равъяриш; 4 - мелкие изометричные и пластовые тела метакристаллических ультрабазитов; 5 - гранат-амфиболовые пироксениты; 6 - рассланцованные в разной степени (до ультрабластомилонитов) метагаббро-анортозиты и анортозиты; 7 - гранат-двупироксеновые кристаллические сланцы; 8 - они же, но гигантбластические с кварцем и скаполитом; 9 - двупироксеновые плагиосланцы; 10 - крупные пластовые тела гранатовых амфиболитов (\pm пироксен) и мелкие пластовые тела разнообразных пироксенитов и эклозитоподобных пород; 11 - прослой кальцифиров (строматолитов?) среди гранатовых амфиболитов (в районе Малых Сальных тундр); 12 - прослой биотит-гранат-кианитовых плагиогнейсов; 13 - полосчатые амфиболиты и гнейсы; 14 - биотит-амфиболовые гнейсы; 15 - амфибол-биотитовые и биотитовые гранито-гнейсы; 16 - сланцеватость, полосчатость и линейность; 17 - геологические границы и разломы

ярко это проявлено на участке Явр-Падос-Нота (рис.3.12).

С юга на север здесь уменьшается степень рассланцевания и увеличивается интенсивность процессов эндербитизации, чарнокитизации и гранитизации [Geology of ..., 1995]. Нижняя часть условного разреза сложена гранулитом основного состава, а в верхних его частях, в пределах Лоттинской и Юнгес-Каллаурской пластин, ортогнейсы перемежаются с парагнейсами. Ортогнейсы или гранулиты среднего состава пред-

ставлены диорито-гнейсами, амфиболовыми гнейсами и кристаллическими, которые участками были интенсивно гранитизированы и диафторированы. В них иногда сохраняются реликты минеральных парагенезисов, отвечающих гранулитовой фации метаморфизма, а также реликтовые магматические структуры.

Парагнейсы включают силлиманит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, реже биотитовые и кордиеритсодержащие гнейсы, а также кислые грану-



Рис. 3.11. Взаимоотношение метадiorитов и кристаллических сланцев, образовавшихся по ним, в районе горы Курбыш-варыш Туадаш-Сальнотундровского блока. Рисунок сделан по детальной карте А.И.Ивлиева, составленной в 1970 г.:

1 - метадiorиты в основном массивные и неоднородные по составу; 2 - кварц-кальцит-плагноклазовые сланцы с ромбическим пироксеном и амфиболом (чарнокитоиды), неоднородные по степени расланцевания, участками окварцованные, калишпатизированные и обогащенные гранатом; 3 - элементы сланцеватости и линейности

литы или гранат-кварцевые и гиперстен-(±силлиманит)-гранат-кварцевые породы.

В пределах российской части рассматриваемого района гранулиты среднего и кислого состава пользуются одинаковым распространением, а на территории Финляндии и Норвегии резко преобладают кислые гранулиты и гнейсы. Поля гранулитов кислого состава имеют нечетко выраженную внутреннюю структуру, обусловленную наличием мелких складок, линейности и сланцеватости, реже ритмичной полосчатости флишеидного типа, тогда как ультрабластомилониты образуют хорошо выраженные протяженные зоны.

В пределах Лоттинской и Юнгес-Каллаяурской пластин иногда выявляются реликты сложноскладчатых первичных структур, а также относительно крупные вторичные структуры - сигмоиды и структуры вращения с правосторонним и левосторонним рисунками, возникшие в условиях пластических сдвигов (рис.3.10). Внутри сигмоид и линз, ограниченных, как правило, крутопадающими разломами, сохраняются реликты ранних автономных структур и структурных элементов. В пределах северной Пардайвашской пластины, расположенной в районе коленообразного изгиба пояса и ограниченной крутопадающими разломами от террейна Инари (на севере) и комплексов

Хутоярв и Нотозерского блока (на северо-востоке), можно предположить тектонический меланж и смешение пород комплексов Хихнаярви, Хутоярв и Лапландского террейна.

Опубликованные до 1993 г. геохронологические данные для пород Лапландского гранулитового пояса укладывались в интервал 2.0-1.9 млрд лет [Bernard-Griffiths et al., 1984; Бибикова и др., 1993б]. Эти данные были положены в основу многих моноциклических моделей образования пояса [Barbey et al., 1984; Marker, 1985; Berthelsen, Marker, 1986; Минц, 1992]. В последние годы получен ряд более древних датировок: U-Pb-данные для цирконов из габбро-анортозитов горы Пыршин, а также Колвицких тундр и Главного хребта - 2453-2450 млн лет [Митрофанов и др., 1993]; Rb-Sr- и U-Pb-датировки метаморфитов комплекса Танаэлв - 2700±44 и 2703±9 млн лет [Kozlov et al., 1995]; модельный Sm-Nd-возраст протолитов гранулитов определен в 2400 млн лет [Timmerman, Daly, 1995; Geology of ..., 1995]. Новые данные свидетельствуют о сложном, полициклическом формировании пояса и досвекофеннском времени его заложения. В окончательном же виде структурный ансамбль Лапландского пояса был сформирован на свекофеннском этапе карельского тектогенеза.

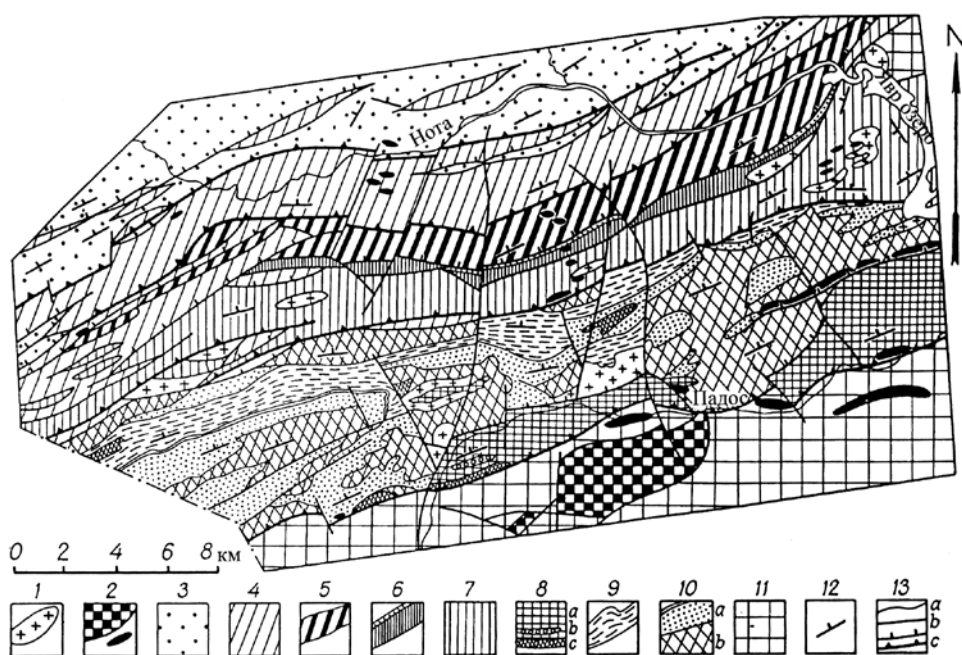


Рис.3.12. Схема геологического строения южной части Лапландского Гранулитового пояса (участок Яр-Ладос-Нога). Составлена В.И.Пожиленко с использованием геологических карт Л.И.Ивановой и Л.Н.Латышева:

1 - плагиомикроклиновые гранитоиды; 2 - базиты и ультрабазиты; 3 - кислые гранулиты; 4 - гранулиты основного состава; 5 - ультрабластомилониты по габбро-анортозитам; 6 - гранат-пироксеновые амфиболиты (диафториты) с "горизонтом" кианит-биотит-гранат-амфиболовых сланцев и кварцитовидных пород в верхней части; 7 - гранат-, пироксен-, и биотитсодержащие амфиболиты с гнейсами; 8 - полевошпатовые (\pm гранат) амфиболиты и гнейсы (а) с несколькими линзами конгломератов (б) и слоями меланократовых амфиболитов (в); 9 - переслаивающиеся биотитовые, амфибол-биотитовые и амфиболовые гнейсы с редкими прослоями гнейсов, содержащих гранат, мусковит, кианит, или ставролит; 10 - гнейсы кианит-гранат-биотитовые со ставролитом, мусковитом и двуслюдяные гнейсы с прослоями амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов и иногда с горизонтом кварцитовидных пород в верхней части (а), а также переслаивающиеся биотитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы (\pm эпидот) с редкими прослоями кварцитовидных, кварц-карбонатных, кианит-, гранат-, ставролитсодержащих гнейсов и амфиболитов (б); 11 - диорито-гнейсы и гранито-гнейсы; 12 - залегание сланцеватости и полосчатости; 13 - геологические границы (а), субвертикальные разломы (б) и надвиги (в)

Восточная часть Лапландского рудного района расположена на территории, которая в структурном отношении выделяется как часть Беломорского составного террейна, представленная Нотозерским и Нявкинским блоками.

Нотозерский блок (рис.3.13) имеет неоднородное строение [Пожиленко, 1978, 1984а,б, 1987]. В северо-западной части блока выделяется зона антиклинального строения с северо-западными линейными структурами. Общее анти-

клинальное строение этой зоны подчеркивается пластовыми телами гранатовых амфиболитов, геологическими границами гнейсовых толщ и слоев и генеральным простираем полосчатости. Антиклинальный перегиб осложнен мелкими брахиформами. Сложена эта часть Нотозерского блока полосчатыми и слоистыми толщами биотит-амфиболовых и амфиболовых гнейсов с пластами гранатовых амфиболитов разной мощности и протя-

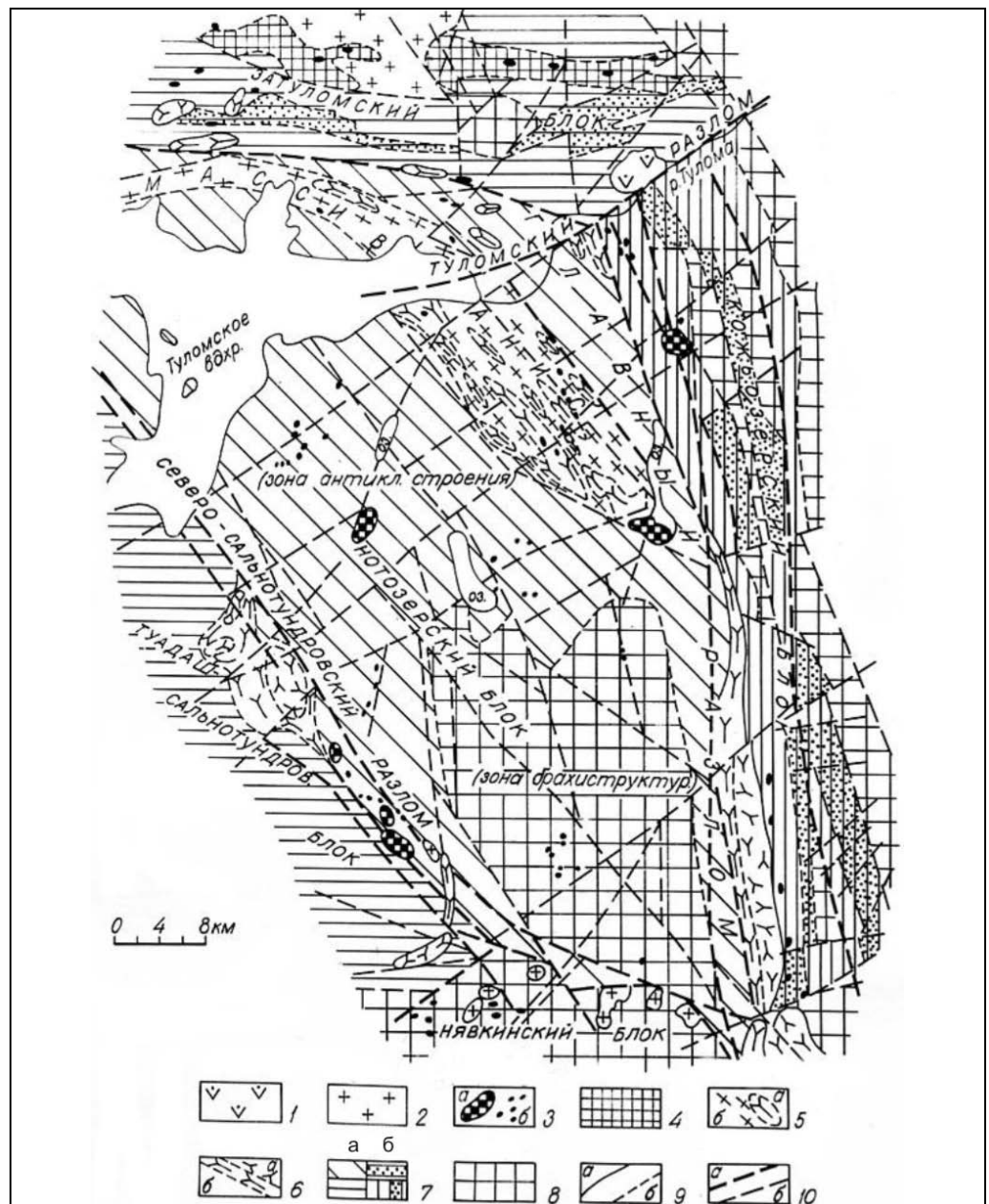


Рис.3.13. Схема основных структур Нотозерского района или восточной части Лапландского рудного района по [Пожиленко, 1984]:

1 - массив Себлявр; 2 - плагиомикроклиновые граниты Лицкого массива и др. мелких интрузий; 3 - крупные (а) и мелкие (б) тела базит-гипербазитов; 4 - сланцеватые амфиболиты свиты кеулик; 5 - габбро-анортозиты и габбро-диориты (а) и мигматиты (б); 6 - массивные (а) и рассланцованные (б) габбро-анортозиты; 7 - гнейсы и амфиболиты Нотозерского блока (а), гнейсы и амфиболиты с глиноземистыми гнейсами Затуломского блока (б) и Кожьозерского блока (в); кристаллические сланцы или гранулиты основного состава (г); 8 - гнейсы, мигматиты и гранито-гнейсы комплекса основания. 9 - геологические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 10 - разломы крупные (а) и мелкие (б)

женности. Мощность их достигает нескольких сотен метров, а протяженность - десятков километров [Пожиленко, 1978].

Эти образования рассматриваются в последнее время частично в ранге комплекса основания и частично - как фрагменты метаморфизованных супракрустальных пород, аналогичных ёнскому комплексу верхнего архея [Объяснительная записка ..., 1994; Геологическая карта ..., 1996].

Юго-восточная часть Нотозерского блока выделяется как зона брахиструктур [Пожиленко, 1984a]. Она сложена однообразными серыми и светло-серыми гнейсами и гранито-гнейсами с реликтами амфиболитов неопределенного генезиса, относящимися к комплексу основания, и большим объемом позднеархейских гранитоидов [Объяснительная записка ..., 1994; Геологическая карта ..., 1996].

Зона Северо-Сальнотундровского разлома, разделяющая Туадаш-Сальнотундровский и Нотозерский блоки, сложена тектонически перемешанными и неоднократно мигматизированными и рассланцованными гнейсами и сланцами обеих структур в условиях амфиболитовой и субгранулитовой фаций метаморфизма [Пожиленко, 1984b]. Кроме того, в зоне разлома присутствует большое количество разных по составу и возрасту интрузивных пород - базит-гипербазиты массивов Застейд-II и Застейд-I, габбро-анортозиты массивов Пыршин, Вулвара и др.

Нявкинский блок слабо изучен, так как на его территории расположен Лапландский биосферный заповедник, режим которого крайне ограничивает возможность проведения геологических исследований. В пределах блока закартированы фрагменты брахиформных, сложно-складчатых и моноклиналильных структур, сложенных гнейсами и амфиболитами, вероятно, супракрустального происхождения. В то же время на Нявка-тундре известны зоны ультрабластомилонитов, сформированные в условиях субгранулитовой и гранулитовой фаций метаморфизма [Пожиленко, 1984a], которые рас-

сматриваются как реликтовые останцы гранулитов Лапландского террейна. Большая часть блока сложена гнейсами, мигматитами, гранито-гнейсами и гранодиорито-гнейсами, которые прорваны гранодиоритами и гранитами позднего архея и раннего протерозоя и сумийскими друзитами. В юго-восточной части Нявкинского блока сохранились немигматизированные гнейсы проблематичного возраста (не исключено, что они могут оказаться поздне Svecofennicкими). В предгорьях Нярк-Тундры к юго-западу от массива Главного хребта в зоне Главного разлома на амфиболитах, пронизанных интрузивными телами габбро и габбро-диабазов, обнаружены останцы метаконгломератобрекчий, метаморфизованных в условиях контактового гранулитового метаморфизма. Они могут быть возрастными аналогами конгломерато-брекчий Вочеламбинского зеленокаменного пояса [Пожиленко и др., 2000].

3.2.3. Тектоника и глубинное строение

В 50-70-е годы формирование субстрата Лапландского гранулитового пояса (ЛГП) рассматривалось многими исследователями в рамках геосинклиналильных моделей. В то же время Е.Н.Володин [1954], а затем и другие исследователи рассматривали эти породы как расслоенный комплекс интрузивных пород. В.В.Жданов [1966] считал их поднятыми глубинными коровыми продуктами базификации. По Л.А.Виноградову [Виноградов, Иващенко, 1974], это продукты метаморфической дифференциации пород хетоламбинской свиты северного крыла Кандалакшского антиклинория. Кроме перечисленных, существовал еще целый ряд моделей.

В настоящее время существует также несколько вариантов интерпретации геотектонических условий, возраста формирования и преобразования субстрата пород ЛГП. В рамках плейттектонических моделей Н.Е.Козлов [1995] рассматривает породы ЛГП как позднеархейские островодужные образования. По модели М.В.Минца [Ранний докембрий ..., 1996], это позднеархейские образования в соста-

ве Беломорской плиты, которые на этапе закрытия "Печенга-Варзугского океана" в обстановке сжатия были сформированы как пакет тыловодужных покровов во время коллизии Кольской и Беломорской плит. По В.В.Балаганскому [2002], породы ЛГП образовались при раскрытии и закрытии "Лапландского океана" на рифтогенной, островодужной, субдукционной, коллизионной и постколлизионной стадиях развития структуры.

В рамках модели формирования гранулитогнейсовых областей [Митрофанов и др., 1986] или модели "Кольского коллизии" [Митрофанов, 1992; Митрофанов и др., 1997] породы ЛГП рассматриваются как глубинные коровые образования, обдуцированными по крутопадающей к северу тектонической границе между "тяжелым" Беломорским и более "легким" Кольским доменами в верхние уровни коры [Филатова, 1994; Филатова, Виноградов, 2000; Филатова и др., 2002]. Согласно модели Л.Л.Перчука [1997], ЛГП формировался в процессе гравитационного всплывания в многослой более легких пород, перекрытых более тяжелыми.

В пределах Нотозерского блока гнейсо-амфиболитовый комплекс, развитый в обрамлении блок-антиклинорной структуры, рассматривается в ранге фрагментов архейских зеленокаменных поясов этапа режима рассеянного рифтинга [Пожиленко, 1987; Докембрийская тектоника ..., 1992].

По современным геофизическим и геологическим данным, Лапландский террейн представляет собою сложнопостроенный пакет полого погружающихся на север и северо-восток под углом до 30° деформированных тектонических пластин с автономным характером строения [Вуянов et al., 1995; Geology of ..., 1995]. Нижняя, наиболее плотная и высокоскоростная пластина прослеживается до глубины 14-16 км. Породы пластин были многократно рассланцованы, в южной части вплоть до ультрабластомилонитов, в условиях высокобарного гранулитового метаморфизма.

Пакет "пластин" Лапландского террейна был надвинут на Беломорский террейн по Лапландско-Беломорскому тектоническому шву. Затем поверхность надвига была нарушена в поздне Svecofennian время в процессе вертикальной блокировки региона, в результате которой произошли значительные вертикальные перемещения блоков и фрагментов структур. Наиболее значительно был поднят в это время Нотозерский блок. О характере глубинного строения и соотношении комплексов разных структур можно судить по разрезам, приведенным в работе [Сейсмогеологическая ..., 1997].

Поверхность М под Лапландским гранулитовым поясом полого погружается на север (от 37 до 41 км), а поверхность К, наоборот, воздымается (от 15 до 11 км). На границе Нотозерского блока с Кольским террейном наблюдается незначительная гравитационная ступень субмеридионального простирания [Сейсмогеологическая ..., 1997].

3.2.4. Стратиграфия

В качестве самых ранних образований выделены гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы и гранодиорито-гнейсы с реликтами амфиболитов. Они распространены в пределах Нотозерского и Нявкинского блоков и в южном обрамлении Лапландского террейна и отнесены к комплексу основания верхнего архея. [Объяснительная записка ..., 1994; Геологическая карта ..., 1996].

К более молодым образованиям - к нестратифицированному кольско-беломорскому комплексу верхнего архея - относятся гранат-двуслюдяные гнейсы (предположительно осадочной природы) района антиклинального перегиба в северо-западной части Нотозерского блока. К стратифицируемым образованиям верхнего архея отнесены толщи гнейсов и амфиболитов Нотозерского и Нявкинского блоков.

В районе р.Падос и р.Нота в очень сложной тектонической зоне, похожей на зону крупного тектонического меланжа, между архейскими породами Беломор-

ского составного террейна и Яврозерским массивом метагаббро-анортозитов, расположены линзовидные и пластообразные геологические тела, сложенные метаморфическими породами верхнего архея разных уровней корватундровской свиты и свиты карека нижнего протерозоя. Образование этой зоны аналогичны тем, которые слагают пояс Танаэля на территории Финляндии. Модельный Sm-Nd-возраст протолита глиноземистых гнейсов корватундровской толщи 2755 млн лет (по неопубликованным данным В.И.Пожи-ленко).

Лапландские гранулиты основного и кислого состава Лапландского террейна выделены в ранге нестратифицируемого комплекса неопределенного генезиса [*Объяснительная записка ...*, 1994; *Геологическая карта ...*, 1996]. Модельные Sm-Nd-возраста их протолитов палеопротерозойские (в основном - свекофенские).

В районе Малых Сальных тундр среди гнейсо-амфиболитовых толщ были обнаружены кальцифиры в ассоциации с гранатовыми амфиболитами и совместно с ними дислоцированные. По результатам морфологического анализа кальцифиров, М.А.Семихатовым и И.Н.Крыловым было высказано предположение, что они являются реликтами слоевищ строматолитовых построек, сходных с постройками древнейших строматолитовых водорослей Канадского щита [*Ивлиев, 1971*].

3.2.5. Интрузивные породы

В пределах Лапландского рудного района выявлены 16 разновозрастных групп интрузивных пород [*Объяснительная записка ...*, 1994; *Геологическая карта ...*, 1996].

К позднеархейским интрузивным породам отнесены:

- 1 - плагиогранитоиды типа центрально-кольского комплекса;
- 2 - гранодиориты и диориты, аналогичные лицинскому комплексу;
- 3 - гранодиориты и эндербитоиды типа чудзьяврского комплекса;

4 - лейкограниты и гранодиориты типа вороньинского комплекса.

К раннепротерозойским интрузивным породам отнесены:

1 - габбро-амфиболиты, метаультрабазиты и друзиты в породах Нотозерского и Нявкинского блоков;

2 - нориты, габбронориты и вебстериты в лапландских гранулитах;

3 - базит-гипербазитовые массивы "Сerpентинитового пояса" (г.Падос и др., г.Хлебной в районе Печ-озера) и др.;

4 - Улитозерский массив базит-гипербазитов комплекса расслоенных интрузий;

5 - габбро-анортозиты Анис-тундры, массива Пыршин с возрастом 2452 ± 7 млн лет [*Митрофанов и др., 1993*];

6 - габбро, лерцолиты и вебстериты массивов Застейд-II и Застейд-I и др.;

7 - мелкие массивы клинопироксенитов и верлитов райненчорского и порьегубского типов;

8 - субщелочные граниты канозерского типа;

9 - габбро-анортозиты массива Вулвара, который сформировался в интервале 2100-1965 млн лет [*Нерович, 1999*], Яврозерского - с возрастом 1945 ± 10 млн лет [*Каулина, 1999*] и, возможно, Кацкимозерского и Вуим-Элгорасского массивов;

10 - эндербиты и диориты северной зоны Лапландского гранулитового пояса, U-Pb-возраст которых, по данным А.М.Ремизовой, 1990 ± 70 и 1933 ± 26 млн лет соответственно (данные публикуются с согласия А.М.Ремизовой).

11 - Юовоайвский комплекс лейкогранитов и гранит-порфиров [*Виноградов, Виноградова, 1987*].

К палеозойским интрузивным телам отнесены дайки ультраосновных щелочных пород (например, дайка в борту канала водоспуска Верхнетуломской ГЭС и др.).

3.2.6. Метаморфизм

Метаморфические процессы в пределах всех структур Лапландского рудного района проявлялись неоднократно. Это хорошо изучено и продатировано при

исследовании процессов преобразования интрузивных пород, например массивов Пыршин и Абварь, в которых устанавливаются проявления метаморфизма гранулитовой и диафторез амфиболитовой фации сумийского возраста и аналогичные процессы более позднего - свекофеннского возраста.

Породы ЛГП метаморфизованы в гранулитовой фации. Ранние парагенезисы были сформированы в условиях умеренных давлений, а поздние - высокобарические. В нижней части пакета аллохтонов Лапландского террейна давления при метаморфизме с возрастом 1925 ± 1 млн лет [Бибикова и др., 1993] достигали 12 кбар [Прияткина, Шарков, 1979] и до 15 кбар [Пожиленко, 1976; Пожиленко, 1984б].

В пределах Нявкинского блока породы метаморфизованы в амфиболитовой фации умеренных давлений и только в отдельных участках сохранились реликты проявления субгранулитового метаморфизма [Пожиленко, 1976, 1984б].

В Нотозерском блоке породы претерпели метаморфизм двух-трех этапов - в условиях амфиболитовой фации. И только в зоне Северо-Сальтундровского и Главного разломов Р-Т-параметры метаморфизма достигали в палеопротерозое субгранулитовой фации умеренных и повышенных давлений [Пожиленко, 1976, 1984б].

3.2.7. Полезные ископаемые

В пределах Лапландского рудного района известны рудопроявления меди, никеля, ванадия, титана, марганца, графита и золота, а также широкий спектр строительных и облицовочных материалов.

Медно-никелевые рудопроявления в пределах Лапландского гранулитового пояса - Ловнозерское, Лаукку, Юнгес и Суэйнлагаш, Лоунйоки, Элгорас и т.д. Они приурочены, в основном, к интрузиям базитового состава, которые имеют линзообразную или сигарообразную форму и погружаются к северо-востоку под углами $20-35^\circ$. Рудные зоны имеют

малую мощность и сложены преимущественно вкрапленными сульфидными рудами в основном с пирротинном, пентландитом и халькопиритом. Ni/Cu соотношение в рудах от 1/1 до 1/3 [Минеральные ..., 1981; Яковлев и др., 1979; Медно-никелевые ..., 1985].

Ловнозерское медно-никелевое рудопроявление, по данным [Мультимедийный справочник ..., 2001, Чапин], расположено на юго-западе озера Ловно. В пределах участка на площади 3.5 км^2 насчитывается 20 крупных тел норитов и габброноритов, выходящих на дневную поверхность. Кроме того, буровыми скважинами подсечены мелкие тела базитов, не имеющих выхода на дневную поверхность. В 15 из них зафиксировано сульфидное оруденение, причем в 8 отмечаются кондиционные медно-никелевые руды (рудные тела № № 1, 2, 3, 7, 8, 9, 10, 11, "северо-западное тело").

Сульфидное оруденение сосредоточено, в основном, в норитах, причем, более богатые руды тяготеют к меланократовым разностям. Сплошные руды приурочены к верхним головным частям норитовых массивов. Ниже по погружению располагаются прожилково-вкрапленные руды, сменяющиеся еще ниже вкрапленными.

Главная рудная залежь (или "рудное тело № 1") имеет форму асимметричной линзы, наклоненной к северу. Асимметрия обусловлена тем, что восточный бок интрузии сильно утолщен, а западный - вытянутый. Угол падения рудного тела составляет в приповерхностной части $60-70^\circ$, далее к северо-западу выполаживается до $15-30^\circ$. Погружение к северо-востоку идет под углом в среднем $30-35^\circ$, что соответствует погружению линейности вмещающих пород.

Мощность залежи изменчива как по падению, так и по простиранию. Максимальная мощность залежи - в головной части, где она колеблется от $50-70 \text{ м}$ в центральной части до $10-15 \text{ м}$ на юго-западном фланге. Ниже по падению мощность падает и составляет, как правило, $10-20 \text{ м}$, уменьшаясь в местах пережима

до нескольких метров. По падению рудное тело прослежено на 840 м.

Кроме вкрапленных руд в норитах, весьма часто наблюдаются жилки сплошных сульфидов, местами образующие руды брекчиевидного характера и участки "сетчатых руд".

Основные рудные минералы представлены пирротином, пиритом, халькопиритом, пентландитом, магнетитом, титаномagnetитом, валлериитом, сфалеритом, марказитом. Содержание сульфидов колеблется от 1 до 35%. Структура руд равномерно-вкрапленная с размером зерен не более 0.5 мм. При большом скоплении сульфидов они образуют вкрапленно-агрегатные руды с размером выделений сульфидных агрегатов до 10×15 мм, местами - выделения сплошных руд.

Помимо указанных рудопроявлений, существуют Ni-Cu-рудопроявления в массивах Застейд-II, Улитозерском и др.

Значительный интерес представляют метаморфогенные ильменит-магнетитовые руды, связанные с метаморфизмом первично-магматических руд в клинопироксенит-верлитовых массивах Магнетитового лога и горы Юршлаг и Равъярвш в Сальных тундрах [Юдин, 1987]. Эти руды в будущем также могут быть важным источником для получения титана, железа и ванадия, подобно рудам Кусинского месторождения на Урале.

Практический интерес может представлять Юрийокское проявление молибдена, генетически связанное с субвулканическим телом Учабюоайв грейзенизированных гранит-порфиров юоввоайвского комплекса. Пневматолито-гидротермальные образования представлены жилами четырех генераций. Молибденовое оруденение связано с флюорит-мусковит-кварцевыми жилами второй генерации, залегающими во внешней зоне эруптивных брекчий [Государственная геологическая ..., 2000]. В настоящее время разведаны и опробованы только верхние малопродуктивные этажи рудно-магматической системы, которая по структуре рудного поля, согласно модели А.Н.Виноградова и Г.В.Виноградовой, сходна со строением многоэтажных узлов типа Юрэд-Гендерсон в США и Акчатау в Казахстане [Виноградов, Виноградова, 1987]. Это

сходство дает основание прогнозировать наличие более богатого вольфрамового и молибденового оруденения на глубинах 500-600 м. Помимо Mo и W, в грейзеновом штоке г.Учабю-оайв выявлены значительные ресурсы мелкочешуйчатой слюды-мусковита, но технологические свойства сырья и конечных продуктов остались недоизученными. В контуре рудного поля находится флюорит-монацитовое месторождение TR-Th.

Хромитовые рудопроявления известны в массиве Хлебная варака и на горе Падос. На горе Падос оно приурочено к массиву дунит-гарцбургитов (рис.3.14). Густовкрапленные руды в виде линз размером до 0.5×60 м контролируются зонами катаклаза и расланцевания. Этот массив входит в "Серпентинитовый пояс" [Виноградов, 1971], что позволяет весь пояс считать перспективным объектом для поисков хромитов.

В зоне Северо-Сальнотундровского разлома в р-не оз.Аберьярш выявлен участок с высоким содержанием марганца (до 9% MnO) и графита [Ивлиев, Пожиленко 1976]. По простиранию Северо-Сальнотундровского разлома прослежена электропроводящая зона, обусловленная наличием графитосодержащих пород на протяжении около 80 км [Жамалетдинов и др., 1976а,б]. В отдельных участках содержание графита в породах достигает 80%, при этом в продуктивных зонах преобладает крупночешуйчатый графит, представляющий наибольший практический интерес. Зоны с повышенным содержанием графита известны и в южной части Лапландского террейна в районе Явр-озера.

Плаггиомикроклиновые граниты, базит-гипербазиты Юршлага, габбро-анортозиты массива Пыршин и плаггиоклазиты Яврозерского и других массивов Южной зоны пояса могут служить облицовочным материалом.

Большие запасы кварцитов, выявленные в южной части Лапландского террейна (р-н озер Явр, Черное, Кацким), могут представлять практический интерес. Огромное разнообразие интрузивных и метаморфических пород, а также осадки флювиогляциальных дельт (косослоистые пески, разнзернистые пески, суглинки и

др.) и моренные отложения могут использоваться в качестве строительных материалов.

3.2.8. Степень освоения и перспективы

Район слабо освоен в связи с тем, что месторождения по запасам небольшие и удалены от центров с развитой инфраструктурой. Наличие Верхнетуломской ГЭС, а также Верхнетуломского водохранилища в качестве водной магистрали, можно рассматривать как положительные факторы при постановке программ по освоению района.

Юго-восточная часть Лапландского рудного района входит в Лапландский биосферный заповедник, где всякая производственная деятельность запрещена. В связи с этим, Cu-Ni-рудопоявление Застейд II и проявления титаномагнетитовых руд Яуршлаг и Равъяврш не могут быть востребованы в ближайшем будущем.

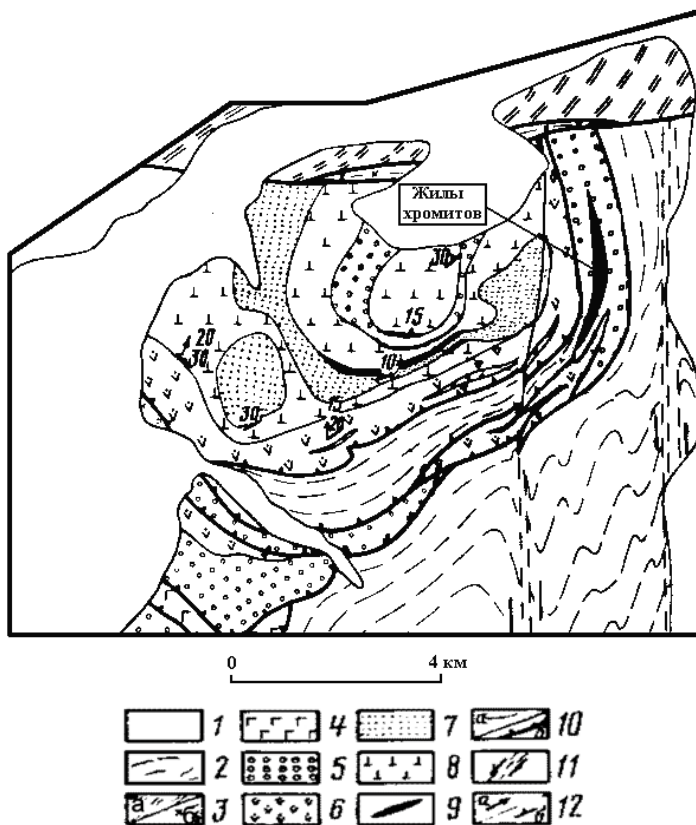


Рис.3.14. Геологическая карта массива Падос, по Л.Ф.Добржиницекой, [1989]:

1 - четвертичные отложения; 2 - гнейсы кольско-беломорской серии; 3 - корватундровский комплекс (а - гнейсы, б - амфиболиты); 4 - метагаббро; 5-8 - гипербазиты массива Падос: 5 - аподунитовые серпентиниты, 6 - гарцбургиты, 7 - дуниты, 8 - бронзититы; 9 - зоны магнезиальных динамосланцев; 10-12 - структурные линии: 10 - геологические границы (а) и линии надвигов (б); 11 - зоны пластических сдвигов; 12 - минеральная линейность (а) и ориентировка полосчатости (б) (углы падения 10-30°)

3.3. Беломорский рудный район

3.3.1. Административное и географическое положение

Беломорский рудный район (№ 3 на рис.2.20) расположен в юго-западной части Мурманской области. С севера он ограничен р.Падос, р.Вува и оз.Чун-озеро, с запада - государственной границей с Финляндией, с востока - шоссе Мурманск-С-Петербург, а с юга - административной границей с Карелией. Он включает часть территорий Кольского, Ковдорского и Кандалакшского районов. Общая площадь Беломорского рудного района около 17 тыс. кв. км.

На территории района имеются поселки - Уполокша, Колужный, Ёна, Ёнский, Куропта, Слюда, Риколатва, Алакуртти, Куолаярви и др., соединенные автомобильными дорогами разного качества. Город Ковдор с градообразующим предприятием расположен в Ковдорском рудном районе (раздел 3.4).

В пределах Беломорского рудного района на запад от главных магистралей "Санкт-Петербург - Мурманск" проходят две ветки железных дорог - "Полярные Зори - Ковдор" и "Кандалакша-Алакуртти" и две автомобильные дороги от шоссе "Мурманск-Санкт-Петербург" - до г.Ковдора и до пос. Салла. Последний связан автомобильной дорогой с Финляндией. Все остальные дороги (вдоль государственной границы и по территории района) - грунтовые, плохого качества.

На территории Беломорского рудного района преобладает структурно-денудационный рельеф - в основном, наклонные цокольные равнины, выработанные в докембрийских кристаллических и метаморфических образованиях, соответствующих слабо-, или очень слабо поднятым или относительно опущенным гетерогенным блокам с различными уклонами своих поверхностей. Большая часть структурных форм - унаследованно-возрожден-

ные морфоструктуры, но в обрамлении депрессий Пиренгских озер и Бабинской Имандры преобладают морфоструктуры, сформировавшиеся на новейшем этапе, а также формы комплексной денудации и ледниковые малые формы - друмлины, камы и озы (см. рис.2.19).

Большую часть площади Беломорского рудного района занимают депрессии, приуроченные к системам озер (Гирвас, Каложное, Верхнее и Нижнее Чалмозеро, Бабинская Имандра, Толванд, Ковдозеро, Княжегубское водохранилище, Пиренгские озера и др.) и к системам рек (Нота, Вува, Лива, Нявка, Ёна, Тумча, Канда и др.). Высотные отметки в пределах депрессий варьируют от 150 до 250 м. Максимальные высотные отметки на возвышенностях (горы Кюме, Каменистая, Вайнатундра, Келесуайв и др.) не превышают 650 м. И только вершины гор Нявка-тундры, расположенной в северо-восточной части района, достигают высоты до 700 м.

Беломорский рудный район расположен в лесной зоне. Промышленные предприятия (за исключением предприятий Ковдора) связаны с добычей и первичной переработкой керамического сырья и мусковита, а также товарного леса. Незначительно развито сельское хозяйство.

Северо-восточная часть района (от Главного хребта до р.Лива и среднего течения р.Вува) входит в Лапландский заповедник, на территории которого производственная деятельность запрещена. Территория вокруг Пиренгских озер выделена в ранге Пиренгского заказника, где производственная деятельность ограничена.

По территории района проходят высоковольтные линии электропередач, снабжающие электроэнергией население и предприятия района. Собственных крупных энергоисточников район не имеет.

3.3.2. Геологическое строение

Беломорский рудный район в геолого-структурном отношении расположен в северо-западной части Беломорского домена или составного террейна [*Geology of ...*, 1995], который условно разделен по ряду геологических и геофизических параметров на Ёнский и Чупинский сегменты. Беломорский рудный район включает Ёнский сегмент и небольшой фрагмент северо-западной части Чупинского сегмента (рис.3.15). В последнее время Беломорский домен рассматривается как Беломорский подвижный пояс (БПП) [*Беломорский подвижный ...*, 1997].

В течение четырех последних десятилетий оставались нерешенными или спорными многие вопросы геологии Беломорья: о возрасте и природе субстрата гнейсовых, амфиболито-гнейсовых и гранито-гнейсовых комплексов; о возрасте и последовательности складчатых и разрывных структур и метаморфизма; о региональной структуре беломорид и, как следствие, - о стратиграфии.

Одни считали Беломорье крупной структурой общего синклинного строения [*Шуркин и др.*, 1962], другие моноклинально залегающим крылом крупного антиклинория [*Горлов*, 1967], а третьи считают, что БПП - это пакет крупных аллохтонных пластин - покровов [*Миллер, Милькевич*, 1995]. Кроме того, существует точка зрения, что в пределах БПП можно достаточно достоверно выделять только фрагменты позднеархейских разновозрастных зеленокаменных поясов и нерасчлененный комплекс основания позднеархейского возраста [*Докембрийская тектоника ...*, 1992; *Объяснительная записка ...*, 1994; *Geology of ...*, 1995].

В соответствии с представлениями о синклинном строении беломорид, метаморфические породы подразделялись (снизу-вверх): на три свиты - керетскую, хетоламбинскую и лоухскую [*Мишарев и др.*, 1960]; или на восемь свит - керетскую, хетоламбинскую, лоухскую, чупинскую, княжегубскую, кайтатундровскую, кандскую и ёнскую [*Шуркин и др.*,

1962]. Л.В.Калафати с коллегами в 1972 г., в соответствии с представлениями о моноклинальном строении Ёнского сегмента как северо-восточного крыла крупного антиклинория, выделила восемь свит (снизу-вверх): норинскую, ёнскую, кандскую, кайтатундровскую, кассинскую, риколатвинскую, хетоламбинскую и сейтинскую. Границы вышеперечисленных свит выделялись условно и поэтому на разных геологических картах они не совпадали (рис.3.16).

В 60-е годы проводились детальные картировочные и структурные работы на отдельных участках, [*Горлов*, 1967; *Дук*, 1967; *Эз*, 1967; *Куклей*, 1970]. В 80-е годы было проведено детальное структурно-геологическое картирование центральной части структуры [*Пожиленко*, 1984, 1987]. Результаты этих работ позволили усомниться не только в правильности выделения свит, но и в возможности детальной стратификации пород Ёнского сегмента и Беломорья вообще. Этот вывод был утвержден в 1993 г. на рабочем совещании Межведомственной региональной стратиграфической комиссии (МРСК) в Санкт-Петербурге. Позднее зональность первого ранга структуры Беломорья была переинтерпретирована как пакет погружающихся на север и северо-восток разновозрастных тектонических покровов [*Миллер, Милькевич*, 1995]. В настоящее время достоверно установлены не только элементы складчатых деформаций, но и системы разрывных и вязких разломов с разновозрастными и разноориентированными (крутыми, пологими, простыми или листрическими) разломами. Но их вряд ли можно интерпретировать как границы тектонических покровов. По нашим данным, строение БПП можно представить иначе. Однозначно можно утверждать, что находящиеся ныне на уровне эрозионного среза комплексы пород Беломорского террейна претерпели в течение почти миллиарда лет (включая поздний архей и ранний протерозой) неоднократные структурно-метаморфические преобразования в глубинных условиях.

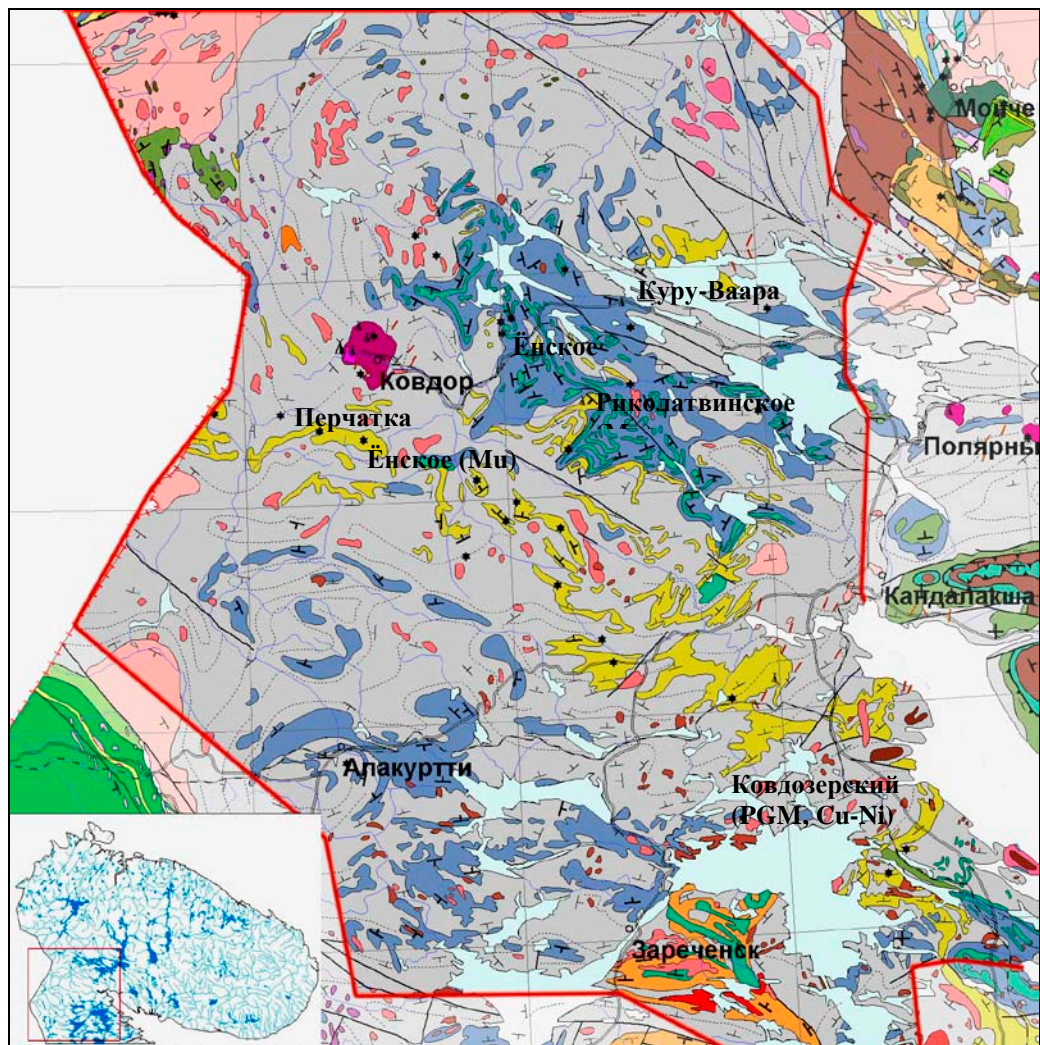


Рис.3.15. Беломорский рудный район (основные элементы легенды – см. Приложение 2)

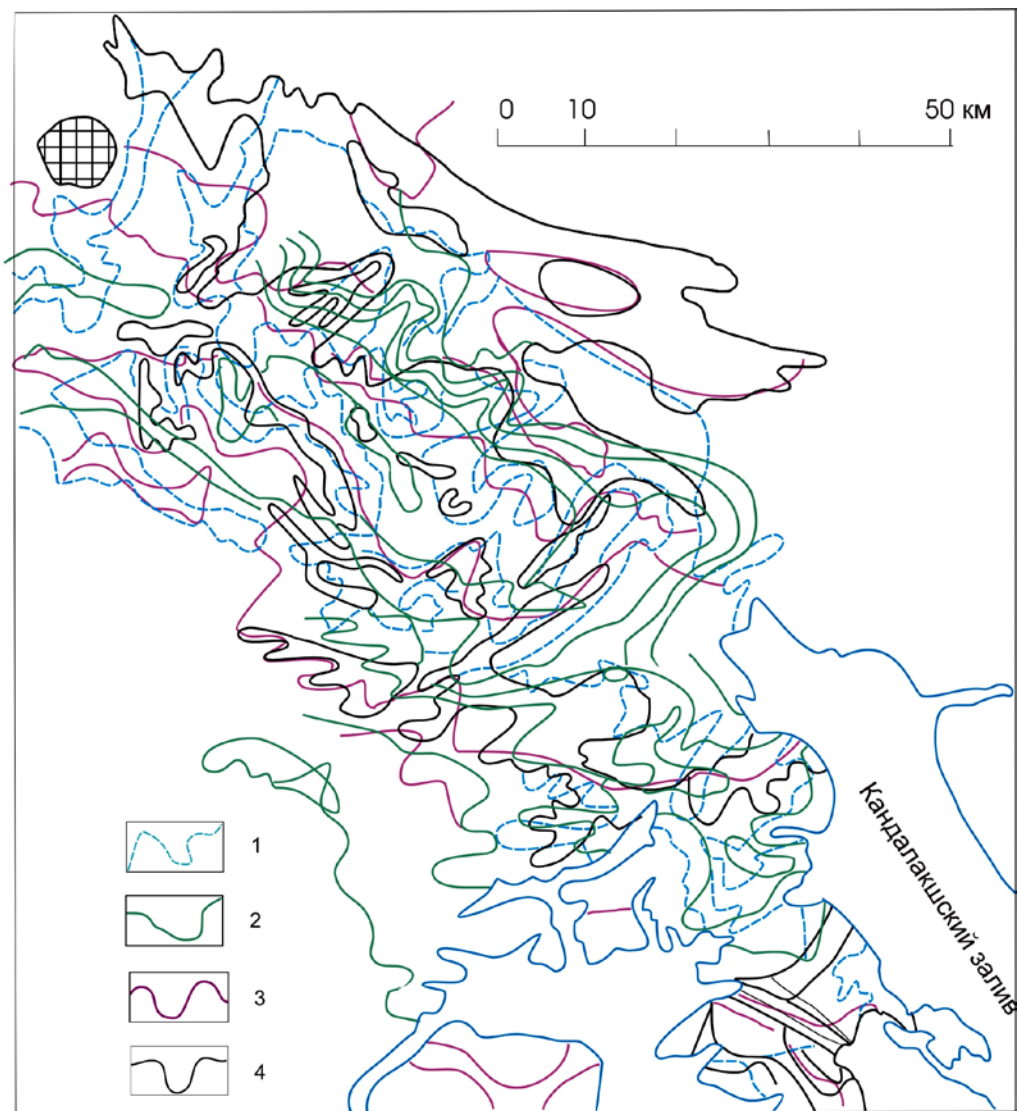


Рис.3.16. Схема сопоставления границ крупных стратиграфических подразделений, выделяемых разными авторами на картах Ёнского сегмента Северо-Западного Беломорья:
 1 - границы свит, по Л.Ф.Калафати [1960]; 2 - границы свит, по К.А.Шуркину и др. [Беломорский комплекс ...,1962]; 3 - границы свит, по Н.В.Горлову [1967]; 4 - граница между ёнским комплексом и комплексом основания, по В.И.Пожиленко [Пожиленко, 1987в; Балаганский, Пожиленко, 1990; Геологическая карта ..., 1996]

Состав толщ и геологических тел, слагающих Беломорский террейн, довольно прост, однороден на протяжении десятков и сотен километров по простиранию и обусловлен количественно варьирующими соотношениями разнообразных гнейсов, амфиболитов и мигматитов по ним. Это обстоятельство осложняет возможность интерпретации геофизических данных.

По минеральным парагенезисам можно выделить несколько основных групп пород, слагающих Беломорский террейн: биотитовые, амфибол-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы, разнообразные амфиболиты (гранатовые, пироксен-гранатовые, полевошпатовые и др.) и мигматиты по ним. Перечисленные разновидности пород образуют как собственные геологические тела, так и тела, сложенные породными ассоциациями, в которых, например, содержание амфиболитов может варьировать от долей процента в комплексе основания [Объяснительная записка ..., 1994] до 50% во фрагментах зеленокаменных поясов.

Беломорский составной террейн представлен, в основном, переработанными в раннем протерозое позднеархейскими структурами купольноскладчатого и сложноскладчатого строения. Большая часть территории сложена гранито-гнейсами, мигматитами и гнейсами с телами амфиболитов. В этом комплексе устанавливаются только мелкие структурные формы и элементы, а также линейные зоны бластомилонитизации, плутонические и брахиформные структуры [Докембрийская тектоника..., 1992; Geology of ..., 1995].

На этом фоне выделяются три полосы северо-западного простирания [Объяснительная записка..., 1994; Геологическая карта ..., 1996]. К одной из них приурочено максимальное количество геоло-

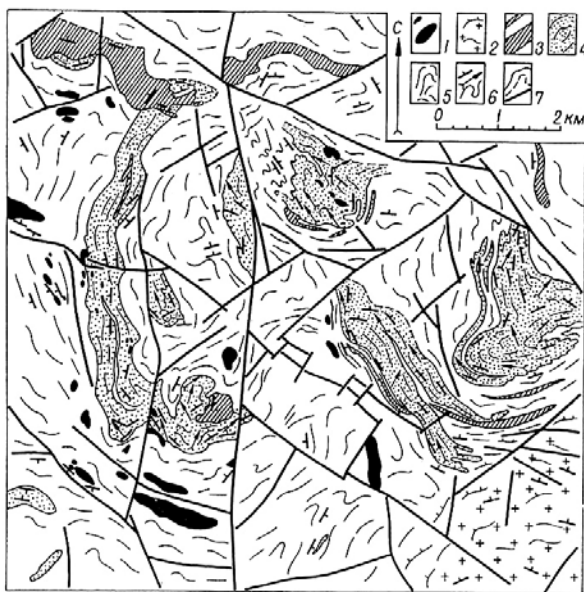


Рис.3.17. Схема строения гнейсов комплекса основания и глиноземистых гнейсов нестратифицированного кольско-беломорского комплекса в районе верховьев р.Ёны (район гор Нора, Гроб-тундра, Келесуйв, Румми-Муриста, Сантавара, Пайойва). Составлена В.И.Пожиленко по данным автора и материалам Н.В.Горлова, Е.А.Кожина, С.И.Макиевского, Г.Ф.Симонова и Р.З.Левковского:

1 - мелкие тела ортоамфиболитов, метагаббро и метапироксенитов; 2 - куполовидная структура, сложенная гранитизированными породами; 3 - пластовые тела полосчатых гранатовых амфиболитов; 4 - кианит-гранат-(+/-кордиерит)-биотитовые гнейсы мигматизированные; 5 - биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы и мигматиты с редкими обособлениями амфиболита; 6 - сланцеватость, полосчатость, шарниры складок и структурные линии; 7 - геологические границы прослеженные и предполагаемые и разрывные нарушения

гических тел, сложенных кианит-гранат биотитовыми гнейсами предположительно терригенного происхождения. Эти геологические тела слагают вторичные и переработанные структуры - килевые части сложноскладчатых синформ [Докембрийская тектоника ..., 1992] (рис.3.17), гирлянды реликтов синформ, пачки или фрагменты пачек изоклинальных складок (рис.3.18), пластовые тела с реликтами ранних складчатых автономных структур, а также реликтовые мелкие геологические тела разной морфологии

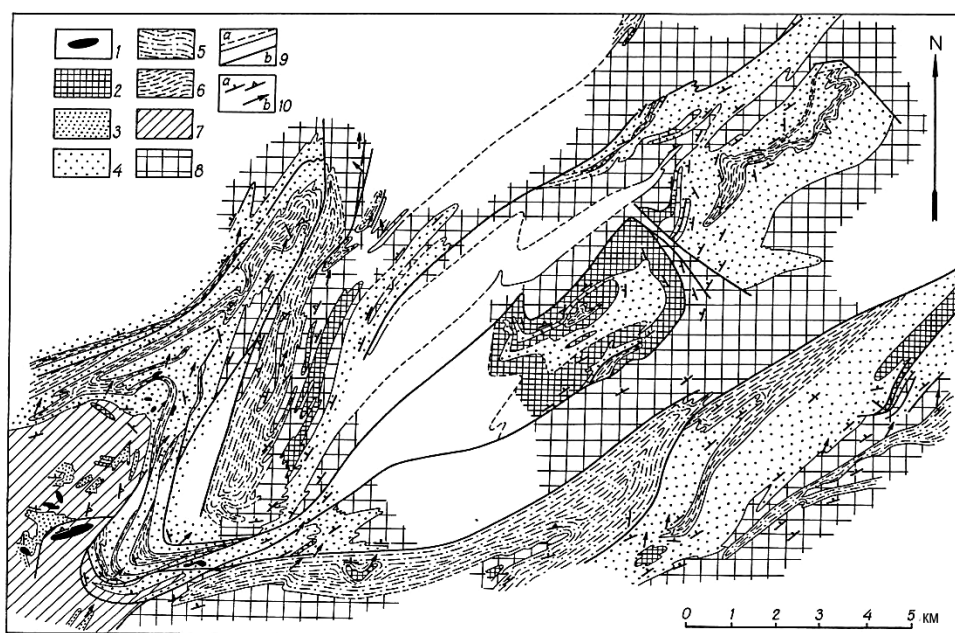


Рис.3.18. Схема строения участка Ёнского сегмента (район среднего течения р.Канда). Составлена по геологической карте В.В.Эза и Д.Е.Гафт [Маршруты .. 1978]:

1 - габбро-амфиболиты (оруситы-корониты); 2 - амфиболиты; 3 - гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы; 4 - гнейсы и мигматиты кианит-гранат-биотитовые и мусковит-биотитовые; 5 - аналогичные пункту "4" гнейсы с тонкими пластами амфиболитов; 6 - гнейсы амфиболовые и амфибол-биотитовые; 7 - гнейсы и мигматиты биотитовые и амфибол-биотитовые; 8 - гранито-гнейсы, гнейсы и мигматиты биотитовые и амфибол-биотитовые, иногда с тонкими пластами амфиболитов; 9 - геологические границы предполагаемые и прослеженные (а) и разрывные нарушения (б); 10 - пологое и крутое залегание сланцеватости, полосчатости и границ раздела пород (а) и пологое залегание шарниров мелких складок (б)

(рис.3.19). В отдельных случаях дискордантность внутренних структур по отношению к границе тела позволяет интерпретировать его границы как тектонические, а пространственную ассоциацию линз и пластов разных гнейсов - как тектонические пакеты.

К двум другим полосам приурочены фрагменты структур, сложенные гнейсами и амфиболитами ёнского комплекса верхнего архея. Эти фрагменты структур находятся в обрамлении гнейсов, мигматитов и гранито-гнейсов комплекса основания [Объяснительная записка ..., 1994; Геологическая карта ..., 1996].

Метавулканогенные породы ёнского комплекса представлены: биотитовыми,

амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами кислого и среднего состава (метариодациты и метадациты) с единичными прослоями кианит-гранат-биотитовых гнейсов (метаосадков); пластовыми телами разнообразных амфиболитов основного состава (мощностью до 700 м), соответствующих по химическому составу толеитовым базальтам [Пожиленко, 1987a]. В амфиболитах отмечаются линзы и маломощные пластовые тела метакоматиитов [Пожиленко, 1984, 1987a]. Пластовые тела амфиболитов прослеживаются на расстояния от сотен метров (маломощные) до десятков километров (мощностью 100-700 м).

Наиболее крупный фрагмент - Ёнский зеленокаменный пояс (ЗКП) (рис.3.20), сложенный ёнским комплексом верхнего архея [Геологическая карта ..., 1996]. Ёнский ЗКП является реликтом позднеархейской структуры, переработанной в раннем протерозое [Пожиленко, 1984, 1987в; Позднеархейские ..., 1987; Балаганский, Пожиленко, 1990]. Ёнский ЗКП представляет собой сложноскладчатую синформу асимметричного строения размером около 100х40 кв. км, которая расположена в центральной части Ёнского сегмента и простирается в северо-западном направлении. Синформа имеет две зоны северо-западного простирания, разделенные системой разломов с незначительным смещением границ пластов амфиболитов (до 700 м по горизонтальной составляющей в плане). В юго-западной зоне преобладают северо-восточные структуры, а в северо-восточной - структуры северо-западного простирания. Даже самые крупные северо-восточные складки с амплитудой в 1-2 км и с частотой 10-15 км не переходят в северо-восточную зону. Подобная же ситуация отмечается для складок северо-западного простирания и для субширотных зон вязких разрывов раннепротерозойского возраста, широко проявленных в северо-восточной части Ёнского зеленокаменного пояса и в его обрамлении (рис.3.21).

Структура Ёнского ЗКП была закартирована методом прослеживания пластовых тел амфиболитов и границ разных по составу пород [Пожиленко, 1987]. Детальные структурные наблюдения позволили определить, что структура ЗКП сформирована в результате проявления трех раннедокембрийских тектоно-метаморфических циклов (ТМЦ), в то время как в породах обрамления проявлены четыре ТМЦ [Балаганский, Пожиленко, 1990]. Поэтому граница между ёнским комплексом и комплексами пород обрамления рассматривается как региональное структурное несогласие.

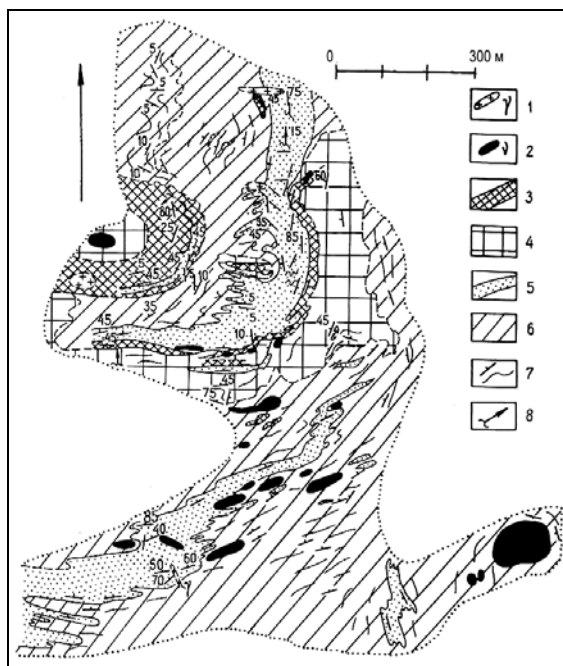


Рис.3.19. Схема строения участка "горы Суктури" Ёнской структуры:

1 - плагиомикроклиновые граниты; 2 - массивы разновозрастных метагаббро и метапроксенитов (друзитов); 3 - пластовые тела сланцеватых амфиболитов, иногда с гранатом; 4 - слоистые сложнодислоцированные биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и мигматиты; 5 - кианит-гранат-(+/- мусковит)-биотитовые гнейсы, мигматизированные и сложнодислоцированные; 6 - биотитовые и сложнодислоцированные гнейсы, гнейсо-мигматиты и гранито-гнейсы; 7 - сланцеватость, полосчатость; 8 - шарниры складок

Максимальная мощность разреза ёнского комплекса выявлена на участке, расположенном к юго-востоку от поселка Риколатва в р-не гор Риколатва-тундра - Каменистая - Острая - Круглая - Кюметундра.

Разрезы изучались в разных крыльях изоклиальных, сжатых и открытых складок и максимальная мощность их не превышает 2.5 км [Пожиленко, 1987]. Как частные разрезы, так и наиболее полный разрез представлены чередованием (переслаиванием) пластовых тел и прослоев гнейсов и амфиболитов, в разной степени мигматизированных, разной мощности и с разным характером границ. Прослои (мощностью от нескольких сан-

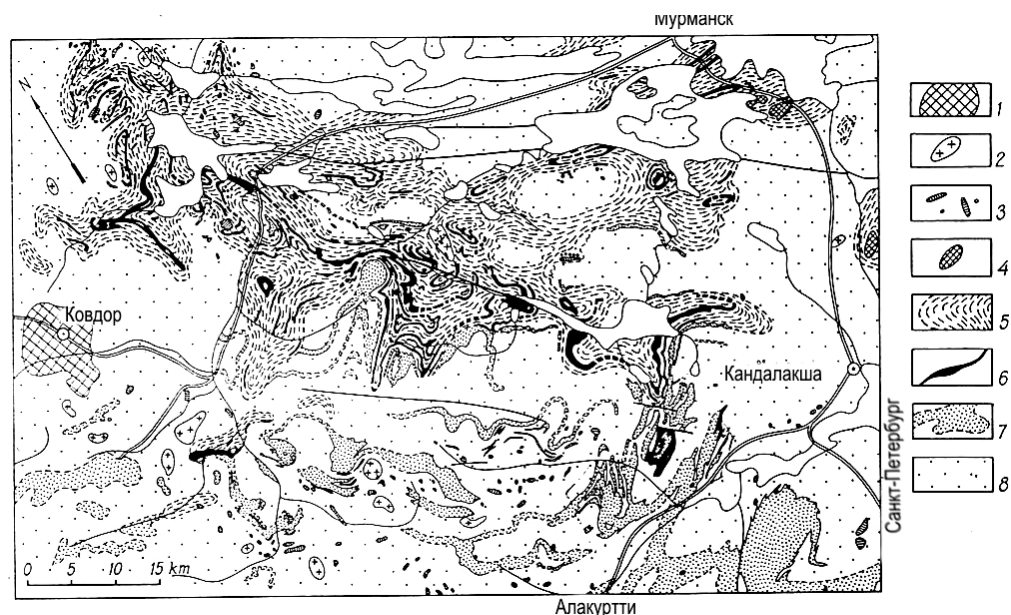


Рис.3.20. Схема строения Ёнского зеленокаменного пояса и его обрамления (юго-восточная часть Ёнского сегмента). Составлена В.И.Пожиленко:

1 - Ковдорский ультраосновной щелочной массив; 2 - плагиомикроклиновые граниты; 3 - габбро-амфиболиты, габбро, пироксениты и т.д.; 4 - гранатые амфиболиты; 5 - амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсы и мигматиты, переслаивающиеся с пластвыми телами амфиболитов разной мощности; 6 - наиболее мощные пластовые тела полосчатых гранат-полевошпатовых амфиболитов с линзами метакоматиитов; 7 - гнейсы и мигматиты биотитовые, гранат-биотитовые, кианит-гранат-(+/-кордиерит)-биотитовые; 8 - гранито-гнейсы, амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы и мигматиты с редкими телами амфиболитов

тиметров до нескольких метров) и пластовые тела (мощностью от десятков до сотен метров) амфиболитов имеют четкие границы и составляют не более 20% объема разреза. Прослои и пластообразные тела биотитовых, биотит-амфиболовых и амфиболовых гнейсов имеют менее четко выраженные границы. По простиранию эти прослои неоднородно мигматизированы и участками гранитизированы. Вверх по разрезу уменьшается мощность пластовых тел амфиболитов и их количество. Тектурные признаки для определения подошвы и кровли пластов не обнаружены. Широко распространены в гнейсах и амфиболитах только грубо-, тонко- и ритмичнополосчатые текстуры. Таким образом, разрез метаморфических пород Ёнской синформы пока не может быть стратифицирован и должен рассматриваться как "лектостратотип" метасупракустальных пород верх-

него архея, коррелируемый с верхним лопием [Пожиленко, 2000].

Фрагменты зеленокаменных поясов как компоненты тектонического ансамбля Северо-Запада Беломорской структуры имеют позднеархейский возраст.

Конкордантный U-Pb-возраст магматического циркона из гнейсов по риодацитам восточного фланга Ёнского зеленокаменного пояса (р-н Полярных Зорь) - 2778 ± 4 млн лет [Пожиленко и др., 1995; Пожиленко и др., 2000а,б]. Модельный Sm-Nd-возраст их протолита 2765 млн лет при $\epsilon_{Nd} +2.3$ [Timmerman, Daly, 1995]. Возраст более древних гнейсов инфраструктуры и их протолитов не превышает 3 млрд лет [Balashov et al., 1992; Бибикова и др., 1993; Timmerman, Daly, 1995; Кудряшов, 1996].

В последнее время установлено много фактов, свидетельствующих об интенсивной эндогенной переработке Беломорского террейна в сумийское время -

2.55-2.45 млрд лет назад. Это - деформации, метаморфизм, зоны мигматизации, гранитизации и ультрабластомилонитизации, тысячи бескорневых интрузий базит-гипербазитов (друзитов) небольших размеров, многочисленные жилы гранитов и пегматитов. Верхний возрастной предел переработки Беломорского террейна ограничен жилами гранитов и пегматитов с возрастом 1.75-1.85 млрд лет и возрастом закрытия Ar-Ar изотопной системы в амфиболах - 1780-1870 млн лет назад [De Jong et al., 1999] и в слюдах - 1700-1750 млн лет назад [De Jong et al., 1996] (табл.3.1; Приложение № 3).

3.3.3. Тектоника и глубинное строение

Через восточную часть Беломорского рудного района был пройден геофизический профиль [Сейсмогеологическая ..., 1998].

Большая часть территории полосы вдоль профиля сложена полиметаморфическими, многократно мигматизированными и деформированными породами, не поддающимися стратификации: гранито-гнейсами, мигматитами и гнейсами с пластообразными и линзовидными телами амфиболитов неопределенного генезиса. Эти толщи на геологической карте Кольского региона объединены в комплекс основания [Объяснительная записка ..., 1994; Геологическая карта ..., 1996].

Среди этих толщ отсутствуют протяженные геологические тела и не картируются крупные складчатые структуры. Все породы разного состава в различной степени мигматизированы, что в значительной степени сглаживает различия в физико-механических и петрофизических свойствах [Петрофизика пород ..., 1980].

Среди гнейсов, мигматитов и амфиболитов вышеуказанных толщ встречаются многочисленные мелкие тела разновозрастных габброидов и ультрабазитов,



Рис.3.21. Формализованная структурная схема Ёнского зеленокаменного пояса и его обрамления:

1 - купольные структуры, обусловленные процессами плагио-микроклиновой гранитизации; 2 - купольные структуры по положению сланцеватости; 3 - комплекс основания (керетьская свита); 4 - ёнский амфиболито-гнейсовый комплекс; 5 - сланцеватость, полосчатость и структурные линии; 6 - надвиги и субвертикальные разрывные нарушения; 7 - следы осевых поверхностей складок (1 и 2 - позднеархейские, 3 и 4 - раннепротерозойские); 8 - условные направления тангенциальных движений

известных в литературе как друзиты, и более крупные массивы гранитов, гранодиоритов и диоритов.

Весь комплекс пород в пределах профиля разбит на многочисленные блоки крутопадающими сбросо-сдвигами северо-западной, широтной и северо-восточной ориентировки. Установленные смещения вдоль поверхностей сместителей достигают нескольких сот метров. На сейсмическом и сейсмогеологическом разрезах кроме крутопадающих разломов, с некоторой долей условности, вы-

деляются разноориентированные пологие, субгоризонтальные и сложные по морфологии разломы и пологопадающие в северных румбах. Такое же пространственное положение занимают в сейсмическом поле верхней коры и зоны скопления отражающих площадок - наклонные отражающие "волновые пакеты" мощностью до 1-1.5 км. Отражающие "волновые пакеты" расположены, в основном, до глубин 7 км, но нередко достигают глубин 12-15 км. Ниже этих глубин строение сейсмического разреза довольно монотонно.

Участки с монотонным строением располагаются в виде пластинообразных тел среди зон, насыщенных отражающими площадками, а иногда образуют блоки или куполообразные структуры, доходящие почти до поверхности. Их можно сопоставить с линейными и купольными зонами гранитизации, либо с участками, сложенными породами наиболее однородной по составу толщей гнейсов и гранито-гнейсов.

Природа отражающих "волновых пакетов" неопределенна. Линейные зоны с большим количеством отражающих площадок можно интерпретировать как толщи слоистых и гетерогенных пород, либо как мощные зоны пластических сдвигов (тектонических потоков), в которых даже гомогенное вещество может быть структурировано в "слоистую" толщу. Не исключено, что отражающие "волновые пакеты" могут быть обусловлены флюидонасыщенными зонами трещиноватости или скоростными неоднородностями, а не изменением вещественного состава.

Начиная с глубин 12-15 км, сейсмическое волновое поле спокойное, поэтому границы "слоев" с разными скоростями продольных волн проведены несколько условно и с привязкой к профилю ГСЗ "Тулос-Кемь". Нижняя граница верхнего "слоя" (менее 6.3 км/с) в самой северной части проведена на глубине 18 км. В интервале 455-460 км она воздымается до 12 км, в интервале 500-530 км она проведена более достоверно на глубине примерно 10 км и далее прослеживается на

глубинах 10-12 км.

Границы между нижележащими "слоями" еще более условны. Причинами отсутствия четких границ между ними могут быть: множественное проникновение мантийного материала, приведшее к постепенному изменению вещественного состава и физических свойств низов средней коры и зоны коро-мантийного перехода; влияние высоких температур и давлений; длительное поднятие Балтийского щита. Возможно, по этой же причине не получены отражения от границ М на этом отрезке профиля.

3.3.4. Метаморфизм и деформации (геодинамическая интерпретация)

Результаты корреляции всех эндогенных процессов, проявившихся в Ёнском сегменте БПП, отражены в табл.3.1.

Ранний тектоно-метаморфический цикл (ТМЦ), с возрастными рамками 2.9-2.8 млрд лет, проявлен только в породах основания и нестратифицированного комплекса и включает четыре этапа деформаций и метаморфизм амфиболитовой фации умеренно высоких давлений. Р-Т - параметры кульминации этого метаморфизма оценены по парагенезисам реликтовых мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов ("сухарей") в 620-680°C и 7.6-8.8 кбар.

Характер деформаций, магматизма, метаморфизма и мигматизации трех последующих ТМЦ, а также их относительная последовательность, устанавливаются достаточно объективно как в нижнетак и в верхнелопийском комплексе, хотя определений радиологического возраста этих проявлений пока мало (табл.3.1) и часть из них получена по цирконам методом ТИЭ [Пожиленко и др., 1995].

Деформации и метаморфизм второго ТМЦ имели место в интервале 2.8-2.5 млрд лет назад. В супракомплексах ЗКП метаморфизм данного ТМЦ носил прогрессивный характер, а Р-Т-условия кульминации его отвечали 635-665°C и 8.3-10.9 кбар. Для инфракомплекса он являлся повторным, наложенным, но про-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ
Беломорский рудный район

Таблица 3.1

Схема последовательности эндогенных процессов Ёнского сегмента БПП (составлена
В.И.Пожиленко)

ТМЦ	Этап	Деформации, магматизм, метаморфизм, мигматизация	Возраст процессов (млн лет), объект и метод датирования	№*
Mz-Kz	VI _n	Разрывные деформации		
Pz	VI _n	Дайки лампрофиров, мелилитов, щелочных пикритов и др. интрузии	368±15, 360±16 (ультрамаф., K-Ar)	1*
PR ₂	V _n	Разрывные деформации, дайки (?)		
IV	IV-D ₃	Разломы. Жилы пегматитов, дайки		
PR ₁	IV-D ₂	Линейные зоны расслаивания на фоне общего понижения T	1750-1700 (мусковит, 40Ar/39Ar), 1870-1780 (рог. обманка, 40Ar/39Ar)	3*, 4*
	IV-D ₁	Диафторез - локальный и зональный Метаморфизм	1893 (U-Pb, циркон, лейкосома γ) 1940±15 (сфен из метагабброноритов)	2*, 5*
III	III-D ₄	Разломы, пегматиты, граниты, дайки		
PR ₁	III-D ₃	Складки сжатые до изоклиналильных		
	III-D ₂	Метаморфизм (Сц, МП)	2354±2 (U-Pb, циркон из диорита)	5*
		Диориты	2356±6 (U-Pb, циркон из диорита)	5*
		Граниты, пегматиты	(2360-2400)±50 (ТИЭ, циркон, гранит)	6*
	III-D ₁	Метаморфизм (Сц, МП)	2403±6 (U-Pb, циркон, метаанортозит)	2*
		Друзиты, анортозиты, габбро, габбронориты и др.	2460±9 (U-Pb, циркон, габбронорит) 2491±13 (U-Pb, циркон, габбронорит)	5*, 2*
	II-D ₆	Открытые складки, разломы. Пегматиты		
	II-D ₅	Складки сжатые, переходящие в открытые. Метаморфизм	2530±36 (Rb-Sr, метавулканиты)	9*
	II-D ₄	Метаморфизм, мигматизация, гранитизация - (Сц, МП)	2516±16 (U-Pb, циркон из метадацита) (2500-2520)±40 (ТИЭ, циркон, гнейс)	6*
		Габбро, габбронориты - друзиты	(2560-2570)±40 (циркон из гранитов, ТИЭ)	6*
II AR ₂ ²	II-D ₃	Метаморфизм	(2630-2650)±30 (циркон из гранитов и ки-гр-би гнейсов, ТИЭ).	6*
		Складки сжатые до изоклиналильных Граниты, пегматиты. Друзиты.		
	II-D ₂	Изоклиналильные внутрислоевые складки, метаморфизм, мигматит-граниты	(2700-2710)±50 (циркон из ки-гр-би гнейса, ТИЭ). (2660-2670)±60 (циркон из жилы гранита, ТИЭ).	6*
		Граниты, гранодиориты	(2720-2750)±30 (циркон, ТИЭ), 2734	6*
		Мигматит-граниты	(Sm-Nd модельный) - гранодиорит	
	II-D ₁	Метаморфизм (Сц, МП), мигматизация (МП), мигматит-граниты	2744±6, 2737±8 (U-Pb, циркон из метадацита). (2700-2710)±50 (ТИЭ, циркон из ки-гр-би гнейса)	6*, 6*
		Накопление пород, исходных для гнейсов и амфиболитов ёнского комплекса. Базиты. Тоналиты.	2778±4 (магм. циркон, U-Pb), 2765 (Sm-Nd модельный)-метадацит 2809±10 (U-Pb, циркон, тоналит)	6*, 7*, 9*

ТМЦ	Этап	Деформации, магматизм, метаморфизм, мигматизация	Возраст процессов (млн лет), объект и метод датирования	№
I AR ₂ ¹	I-D ₄	Открытые складки. Разломы. Базиты.		
	I-D ₃	Изоклиналильные складки		
	I-D ₂	Изоклиналильные складки (северовосточные складки), метаморфизм Диориты, базиты, мигматит-граниты		
	I-D ₁	Метаморфизм, мигматизация Формирование пород, исходных для риколатвинской и чупинской толщи	2929 (порода, Sm-Nd модельный) 2947±47 (порода, Rb-Sr)	7* 8*
<p><i>ПРИМЕЧАНИЕ. В последнем столбце цифры со звездочками (*) - литературные источники: 1 - [Beard et al., 1996]; 2 - [Кислицын и др., 2000]; 3 - [De Jong et al., 1996]; 4 - [De Jong et al., 1999]; 5 - [Кудряшов, 1997]; 6 - [Пожиленко и др., 1995]; 7 - [Timmerman, Daly, 1995]; 8 - [Кудряшов, 1996]; 9 - [Balashov et al., 1992]</i></p>				

явленным практически повсеместно и сопряженным с покровообразованием (?) и широким развитием кианит-гранат-биотитовых бластомилонитов в примерно идентичных с супракомплексом условиях температур и давлений - 665-695°C и 9.7-10.6 кбар [Пожиленко, 1987; Беляев, Пожиленко, 1997].

Структурные и метаморфические преобразования первого и второго ТМЦ в пределах Ёнского сегмента БПП происходили во время позднеархейской коллизии, в процессе которой был сформирован Лапландско-Кольско-Беломорский коллизии [Митрофанов и др., 1997].

Третий ТМЦ проявлен и в том и в другом комплексах локально, в линейных зонах интенсивных сдвиговых деформаций, образование которых генетически и во времени тесно связано с заложением и развитием рифтогенных структур. Степень структурных преобразований пород в этих линейных зонах сильно варьирует, соответственно варьируют и P-T - параметры стресс-метаморфизма: в ЗКП от амфиболитовой фации в пределах 514-690°C и 4.2-13.0 кбар и местами достигают гранулитовой фации высоких давлений - 790-860°C и 14-14.8 кбар. Время проявления стресс-метаморфизма - около 2.4 млрд лет назад.

Деформации и метаморфизм четвертого ТМЦ локализованы в линейных зонах расщепления северо-западного и северо-восточного простирания, контролирующего проявление процессов мигма-

тизации, развитие двуслюдяных парагезисов, размещение слюдоносных и мусковит-редкометаллических пегматитов свекофеннского возраста. Они проходили на фоне существенного снижения температур до 490-520°C и давлений - до 3.6-4.5 кбар.

Эндогенные процессы четвертого ТМЦ и, вероятно, часть эндогенных процессов третьего ТМЦ связываются с раннепротерозойским этапом коллизии, в результате которой был сформирован Кольский коллизии [Митрофанов и др., 1997] или Лапландско-Кольский ороген [Daly et al., 1999; и др.].

Общий P-T-t-путь эволюции метаморфизма Ёнского сегмента БПП направлен против часовой стрелки, отражая последовательную смену определенных геодинамических обстановок [Беляев, Пожиленко, 1997]. Обобщенная относительная последовательность интрузивного магматизма, частично подтвержденная радиологическим датированием, в упрощенном виде отражена в табл.3.1.

3.3.5. Стратиграфия

В строении Беломорского рудного района, расположенного в северо-западной части Беломорского подвижного пояса (БПП) участвуют два разновозрастных структурно-вещественных комплекса (СВК) [Объяснительная записка ..., 1994; Geology of ..., 1995; Геологическая карта ..., 1996].

К нижнему СВК - (2.9-2.8 млрд лет). отнесены гнейсы существенно метавулканоогенно-плутогенного комплекса основания и метатерригенные образования чупинской и риколатвинской толщ нестратифицируемого кольско-беломорского комплекса. В пределах нестратифицируемого комплекса хорошо закартированы только геологические тела, сложенные глиноземистыми гнейсами чупинской и риколатвинской толщ. Модельный Sm-Nd-возраст протолита глиноземистых гнейсов чупинской свиты - 2929 млн лет [Timmerman, Daly, 1995]. Возраст тоналита из комплекса основания - 2809 ± 10 млн лет (U-Pb-метод, циркон) [Balashov et al., 1992].

К верхнему СВК отнесены породы ёнского комплекса (существенно метавулканоогенные), возраст метариодацитов которого равен 2778 ± 4 млн лет [Пожиленко и др., 1995]. В северо-западной части Беломорского рудного района закартирован фрагмент структуры, сложенный метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями свиты карека, которая относится пока к нижнепротерозойским сумийским образованиям.

3.3.6. Магматизм

Самыми ранними интрузивными образованиями считаются разгнейсованные и мигматизированные раннелопийские плагиогранитоды с возрастом около 2.85 млрд лет, аналогичные таковым в центрально-кольском комплексе на территории Оленегорского рудного района [Объяснительная записка ..., 1994; Геологическая карта ..., 1996].

К более молодым позднеархейским гранитоидам относятся плагио- и плагиомикроклиновые граниты и гранодиориты с модельным Sm-Nd-возрастом их протолитов 2.7-2.75 млрд лет. Они по возрасту соотносятся с чудзьяврским комплексом Оленегорского рудного района.

Среди гнейсов, мигматитов и амфиболитов рассмотренных выше толщ комплекса основания, нестратифицированного комплекса и фрагментов зеленокамен-

ных поясов закартированы многие сотни мелких интрузивных тел габброидов и ультрабазитов, известных в литературе как друзиты. Большая часть из них относится к раннепротерозойским (сумийским и сумийско-сариолийским) интрузивным образованиям (табл.3.1; Приложение № 3) Породы сумийской свиты карека прорваны ультрабазитами сумийско-сариолийского возраста.

К самым поздним интрузивным породам относятся людиковий-калевийские жилы пегматитов и палеозойские дайки мафит-ультрамафитов. Ковдорский массив детально рассматривается в разделе "Ковдорский рудный район" (№ 4 на рис.2.20).

3.3.7. Полезные ископаемые

Месторождения мусковита и керамического сырья

Месторождения мусковита приурочены к зоне северо-западного простирания, в пределах которой распространены глиноземистые гнейсы риколатвинской толщи. Месторождения керамических пегматитов также приурочены, в основном, к зоне северо-западного простирания, расположенной севернее предыдущей, в пределах которой преобладают гнейсы, мигматиты и амфиболиты ёнского комплекса.

Мусковитовые месторождения Беломорского рудного района сосредоточены в 37 месторождениях Ёнской слюдоносной площади, занимают второе место в России по общим запасам листовой слюды [Мельников и др., 1998]. Наиболее крупные месторождения мусковита - Лейвойва и Риколатва. Например, в месторождении Лейвойва около 300 согласных и секущих пегматитовых жил преимущественно плагиоклазового и микроклин-плагиоклазового состава. Содержание мусковита варьирует от 20 кг до 350 кг на m^3 породы, а пластины мусковита могут достигать $1.5 m^2$.

Кроме вышерассмотренных месторождений есть и ряд законсервированных (Неблагора, Высокое, Рубиновое, Пайв-

Ойва) и менее перспективных месторождений мусковита (Рябиновое, Келес-Уайв, Сильт-Ойва, Кайта-Тундра, Дальнее, Восточно-Ягельное, Ульма-Палько, Ковдинское, Вагалово, Емеж-Ваара).

На эксплуатируемом **Риколатвинском** месторождении [Мультимедийный ..., 2001, Жабин] известно около 1100 продольно-секущих пегматитовых жил микро-клинового и реже микроклин-плагио-клазового состава, 2/3 которых не имеют выхода на дневную поверхность (рис.3.22). Они расположены в мигматизированных и интенсивно деформированных глиноземистых гнейсах риколатвинской толщи, смятых в запрокинутую антиформу, северо-западное крыло которой положе, чем юго-восточное.

Пегматитовые тела имеют в плане линзообразную форму и прослеживаются на большую глубину (некоторые жилы более 500 м). Контакты преимущественно извилистые, неровные. Залегание жил секущее. По простиранию жилы разделяются на три группы: 1 - северо-восточно-го простирания (СВ 15-30°); 2 - меридионального простирания; 3 - северо-западного простирания (СЗ 300-330°). Подавляющее количество

жил на западе структуры имеет северо-восточное простирание, а на востоке - северо-западное. В некоторых жилах отмечается одновременно несколько направлений простирания, что придает им в плане извилистый характер. Падение жил крутое (60-80°), в восточных румбах. Жилы сконцентрированы в зоны и жилные поля различной протяженности. Общее направление жил, зон и полей северное

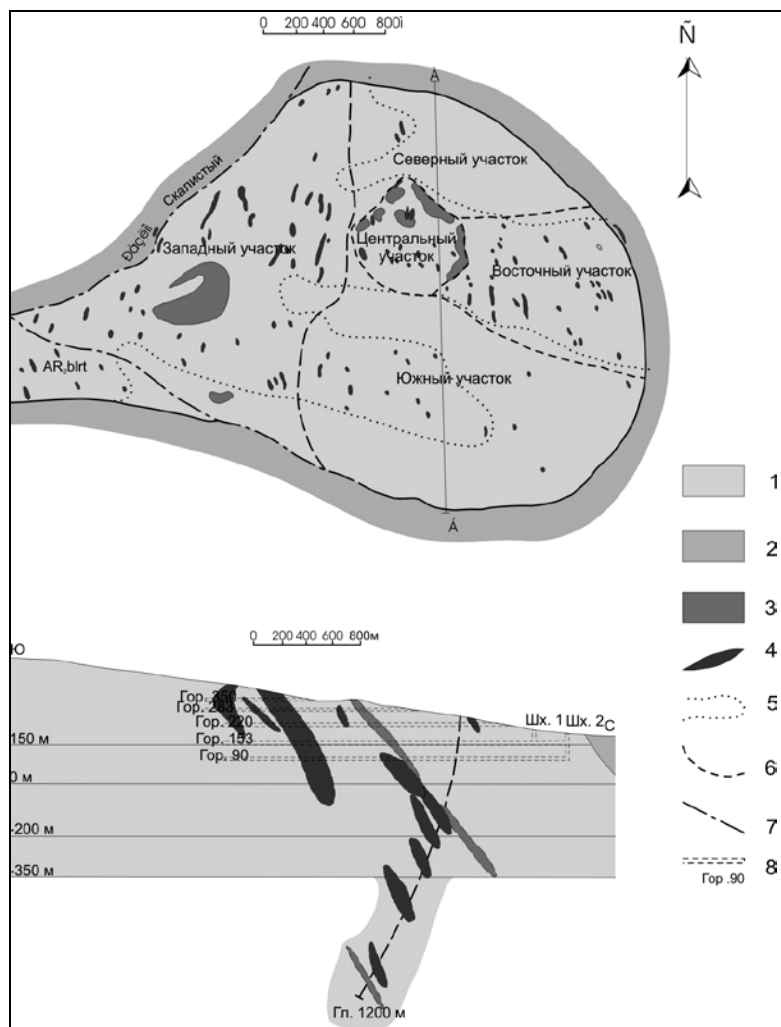


Рис.3.22. Схема геологического строения Риколатвинского месторождения и геологический разрез [Мультимедийный справочник ..., 2001]:

1 - продуктивные породы: гранат-биотитовые, биотитовые, двуслюдяные гнейсы; 2 - непродуктивные породы: амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты; 3 - габбронориты; 4 - пегматитовые жилы; 5 - границы пегматитового поля с промышленным ослюдением; 6 - границы участков; 7 - тектонические нарушения

под углом около 60°. Размеры жил в плане колеблются в пределах от нескольких десятков до 200 м, в среднем 80 м. Длина жил по падению, как правило, в 1.5-2.0 раза больше длины жилы по простиранию. Мощность от нескольких сантиметров до 22 м. В целом, отмечается уменьшение мощности с запада на восток.

Содержание забойного сырца в жильной массе составляет от 13 до 20.5 кг/м³. По данным эксплуатационных работ средний выход промырца по промышленно-слюдоносным жилам колеблется от 37.6 до 48.4% [Мельников и др., 1998]. Выход промырца 1 сорта в среднем по месторождению составляет 17.6% от забойного сырца или 38% от общего выхода промырца. Выход подборов по назначению из общего количества промырца составляет 48.2%, из них 45.1% пригодных для ответственных изделий.

Мусковит мелкозернистый. С 1975 г. производится подсчет запасов мелкозернистого мусковита, как попутного компонента, в жилах, содержащих листовую мусковит в промышленных количествах. Закономерности распределения мелкозернистого мусковита в жилах не изучались, а запасы мелкозернистого мусковита в жилах, не содержащих в промышленных масштабах листового мусковита, не оценивались. Содержание мелкозернистого мусковита в жилах, стоящих на государственном балансе, колеблется от 12.2 до 172.1 кг/м³ при среднем содержании 33.2 кг/м³. Однако, судя по проведенным работам, распределение мусковита в этот класс крупности с учетом всей слюды, содержащейся в руде крупностью менее 20 мм, не превышает 15-20%, т.е. практически 80% мелкозернистого мусковита не учитывается. Содержание мелкозернистого мусковита в отвалах составляет от 8.2 до 8.8%. Такие же содержания мелкозернистого мусковита следует ожидать при добыче листовой слюды. Современные технологии обогащения руд с применением щелевых гидравлических сепараторов позволяют получать 96-99% концентрата мусковита из отвальных хвостов при извлечении до 88% [Мельников и др., 1998].

Керамическое сырье. По химическому составу и результатам керамических испытаний (ГИКИ, 1973 г.), чистые разности микроклина удовлетворяют требованиям ГОСТа 7030-75 и пригодны для производства фарфоровой глазури. Калиевый модуль высокий (от 5.47 до 7.65), сумма щелочей меняется от 13.92 до 15.47%. Содержание микроклина чистых разностей 24.9 кг/м³ (1.0%). Микроклиновый пегматит относится к маркам КПШК 0.0-3, ПШК 0.20-3 ГОСТа 7030-75. Калиевый модуль также высокий (от 4.4 до 7.65), содержание микроклинового пегматита 65.2 кг/м³ (~2.5%). Чистый кварц относится к РСТ РСФСР 43-70, преимущественно высшего и 1 сорта. Содержание его в пегматите составляет 45.3 кг/м³ (~1.7%) [Мультимедийный справочник ..., 2001, Жабин].

Месторождения керамических пегматитов, как стекольно-керамического сырья, локализованы в пределах Алакерттинской и Уполакшской зон северо-западного простирания. В их пределах распространены фрагменты образований ёнского комплекса, представленные гнейсами, мигматитами и амфиболитами. В Алакерттинской зоне известны пегматитовые поля - Ковдозеро, Толванд, Ориярви, Vuorijarvi и др. Хорошо разведано Алакерттинское месторождение с 40 пегматитовыми жилами. В Уполакшской зоне известны пегматитовые поля Пинозеро, Сайгозеро, Уполакшское, Шумигородок, Нивское, гор Сухой, Долгой и Тараваары, Отрадное, Чалмтундра, Куру-Ваара, Шангозеро, Перуселька и др. Изучены и разрабатывались наиболее крупные - Отрадное и Куру-Ваара.

Месторождение керамического сырья **Куру-Ваара** расположено в пределах Чалмозерского пегматитового поля Ёнского пегматитового района в обособленной зоне северо-западного (330°) простирания среди пород ёнского комплекса (ранее - хетоламбинской свиты беломорской серии) (рис.3.23). Оно представляет собой жильную зону (более четырехсот сближенных секущих пегматитовых жил) северо-западного простирания (330°) 4.5 км длиной и 2.5 км мощностью с запаса-

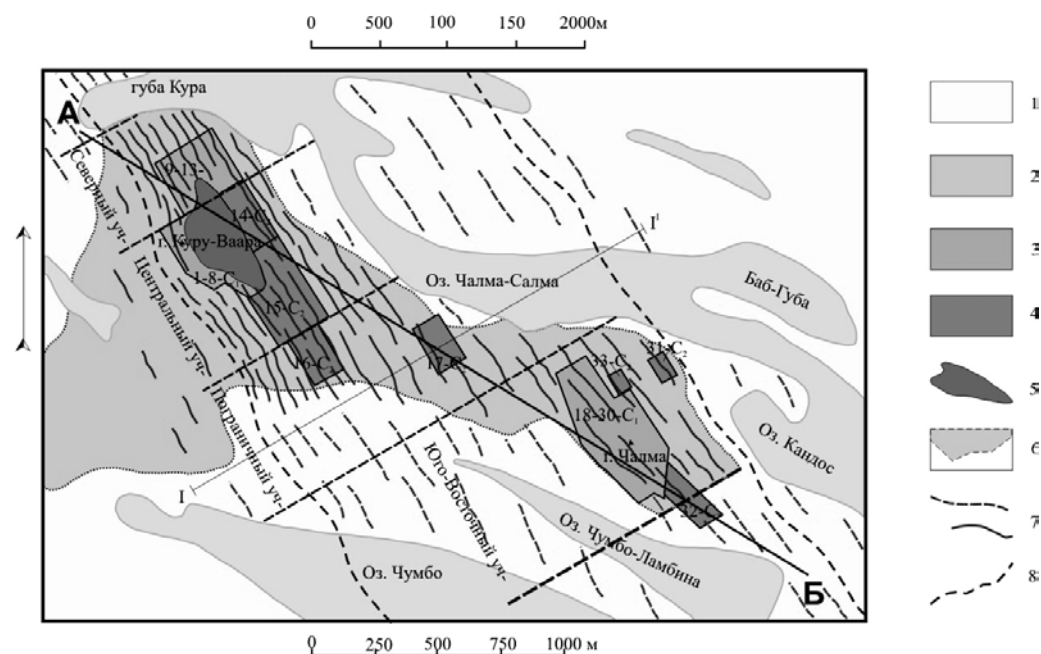


Рис.3.23. Схема геологического строения месторождения Куру-Ваара и геологический разрез [Мультимедийный справочник ..., 2001, Жабин]:
1 - четвертичные отложения; 2 - биотитовые, гранат-биотитовые, амфиболовые гнейсы; 3 - участки месторождения с запасами C_1 ; 4 - участки месторождения с запасами C_2 ; 5 - действующий карьер; 6 - глубина разведки месторождения; 7- пегматитовые жилы; 8 - границы зоны с повышенной пегматитоносностью

ми сырья более 50 млн т, с падением на северо-восток под углами 40-60°. Жильная зона прослежена на всем протяжении межозерной гряды Чалма - Куру-Ваара от оз.Чумба-Ламбина на юго-востоке до Кур-Губы Чалмозера на северо-западе без признаков выклинивания. Видимые размеры зоны: длина - 4.3 км, мощность 2.9 км. Мощность зоны в пределах промышленных участков, на горах Куру-Ваара и Чалма, составляет 500-700 м при длине - 1.2 км.

Жилы несложной формы, с изменчивой мощностью по простиранию и падению. Усложнения формы жил и изменения мощности связаны с наличием раздувов, пережимов, апофиз и ксенолитов. Длина жил составляет от 100-200 м до 1-

1.5 км. Истинная мощность - от долей метра до 18.0 м, средняя для промышленных жил - 5-6 м. По падению жилы прослежены скважинами на глубину 400 м без признаков на выклинивание и изменение минерального состава.

Пространственное положение жил совпадает с ориентировкой жильной зоны - простирание 330°, падение северо-восточное под углом 40-60°. Склонение жил не установлено. По отношению к структуре вмещающих пород жилы на возвышенности Куру-Ваара занимают поперечно-секущее положение; на горе Чалма, в связи с изменением азимута простирания гнейсов на юго-восточное - диагонально-секущее. Элементы залегания большинства жил выдержаны. Отме-

чаются жилы (апофизы) субширотной и меридиональной ориентировки, не влияющие на общий рисунок зоны. Контакты жил - секущие, четкие, местами прямолинейные, но чаще - угловатые, ступенчатые. Реакционных минеральных оторочек в экзо- и эндоконтактах обычно не отмечается.

Текстура жил преимущественно участковая и зонально-участковая. Она определяется четкой дифференциацией жильной массы пегматита на участки микроклинового, плагиоклазового и смешанного (плагиомикроклинового) пегматита. Размер участков от 0.2-0.5 м по мощности до 5-20 м по длине. Распределение разных по составу участков пегматита бессистемное. Структура пегматитов - крупнокристаллическая с обычным размером кристаллов породообразующих минералов от 5 до 30 см, реже до 1.0-1.5 м. Наиболее распространены структуры - графическая и апографическая, менее - пегматоидная и блоковая. Главные минералы жил - микроклин, плагиоклаз и кварц; основные примеси - биотит, магнетит и ортит; второстепенные и акцессорные - мусковит, серицит, пирит, халькопирит, кальцит, апатит, циркон и турмалин.

По структурно-минералогическому признаку и наличию минеральных примесей жильная масса подразделяется на восемь "разностей" в количествах: микроклин - 2.9%, кварц - 1.5%, микроклиновый пегматит чистый - 18.6%, микроклиновый пегматит загрязненный - 13.6%, плагиоклазовый пегматит чистый - 9.2%, плагиоклазовый пегматит загрязненный - 16.0%, смешанный пегматит чистый - 7.1%, смешанный пегматит загрязненный - 31.1%. Среднее содержание микроклиновых разностей пегматита изменяется в пределах: по простиранию от 28.5 до 50.0%; по падению от 25.4 до 36.4%.

К югу от ст. Уполокша и в р-не среднего течения р. Лива также известно большое количество пегматитовых жил с крупноблоковым микроклином.

Общие запасы керамического сырья в Беломорском рудном районе составляют не менее 1 млрд т.

В качестве облицовочного и строительного материала используются и могут использоваться многочисленные месторождения офитового габбро (Ёна-1, Ёна-2, Кулосс, Куру-Ваара и др.), пироксенитов амфиболитов и гранитов, кварциты Гроб-тундры и Келесуайв, жилы молочного, серого, дымчатого и розоватого кварца.

Месторождение прозрачного жильного кварца **Перчатка** (рис.3.24) расположено в пределах Ёнского кварцево-жильного поля в 40 км на юго-запад от Ковдора и связано с ним грунтовой дорогой. Месторождение залегает среди пород комплекса основания (ранее - кандской свиты беломорской серии), представленных биотитовыми гнейсами, мигматитами и гранито-гнейсами с подчиненным количеством двуслюдяных, амфиболсодержащих, гранат-биотитовых, дистен-гранатовых гнейсов и амфиболитов.

Месторождение представляет собой кварцево-жильную зону сложного строения. Оно приурочено к тектонической зоне северо-восточного простирания. Кварцево-жильная зона Перчатка занимает площадь - 0.07 км², по простиранию она прослежена на 450 м, видимая мощность ее колеблется от 80 м на западном фланге до 150 м на восточном. Она имеет сложное строение и расчленена на три части: северо-восточную, юго-восточную и западную.

Северо-восточная часть месторождения представлена двумя согласными кварцевыми жилами, северная из которых имеет длину 160 м, видимую мощность до 25 м, а южная 60 и 15 м соответственно. Форма жил - линзовидная в плане и плитообразная по падению. Сложны жилы в основном гранулированным мелко-среднезернистым кварцем. Кварц часто рассланцован, плоскости рассланцевания располагаются через 10-20 см. Наблюдается интенсивное ожелезнение как в виде пленок по трещинам, так и в виде пропитки жильного кварца. Широко развиты минералы-примеси, среди которых преобладают биотит и хлорит в виде мелких рассеянных включений. Кварце-

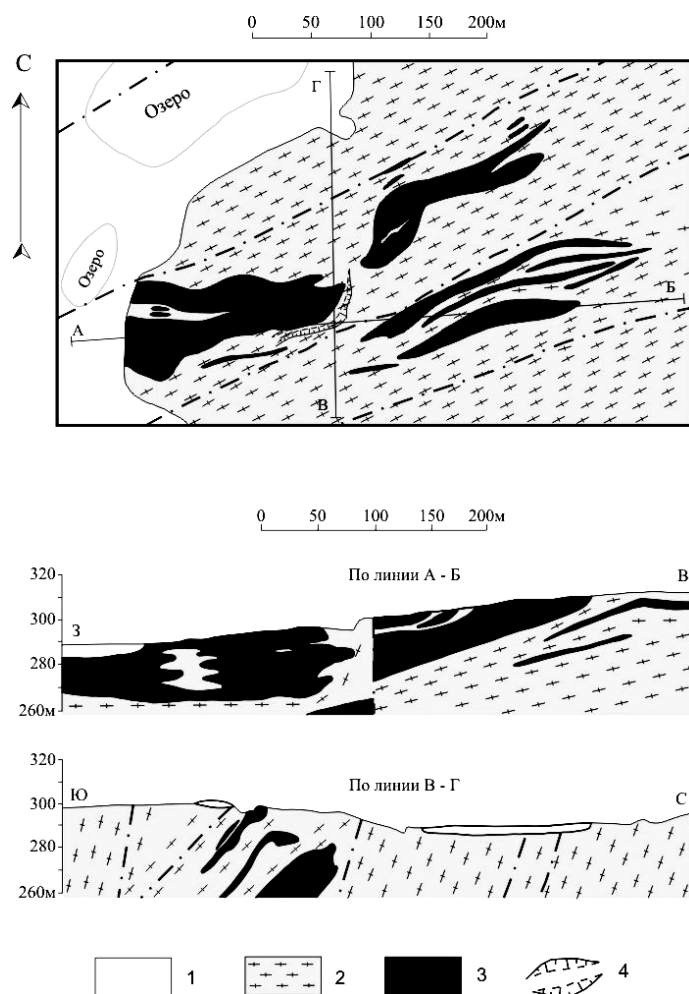


Рис.3.24. Схема геологического строения месторождения Перчатка и геологический разрез [Мультимедийный справочник ..., 2001]:
1 - четвертичные отложения; 2 - глиноземистые гнейсы;
3 - кварцевые жилы; 4 - карьер

вые жилы северо-восточной части месторождения оценены как малоперспективные на кварц повышенной чистоты и оптического стекловарения и бесперспективные на кварц для плавки оптических стекол.

Юго-восточная часть месторождения представлена серией из шести согласных, параллельных между собой жил, располагающихся кулисообразно. Жилы имеют линзовидную в плане и плитообразную форму по падению, извилистые границы. Контакты с вмещающими породами четкие. Размеры жил колеб-

лются в широких пределах: длина по простиранию от 70 до 260 м, видимая мощность от 4 до 20 м. Кварцевые жилы сложены преимущественно мелко-среднезернистым гранулированным кварцем, в резко подчиненном количестве находится стекловидный кварц.

Кварц в значительной мере заражен минеральными включениями, среди которых преобладают полевой шпат, мусковит, биотит, хлорит, апатит и амфиболы. Широко развито ожелезнение. Содержание концентрата, свободного от минеральных примесей, колеблется от 0 до 29.66% на поверхности и от 0 до 53.33% по керну буровых скважин. Прозрачность кварца - высокая, светопропускание составляет в среднем 57%.

Западное кварцево-жильное тело является наиболее перспективным объектом месторождения на плавающий кварц. В процессе поисково-оценочных работ 1989-1992 гг. на его восточном фланге был выделен блок высококачественного

жильного кварца, из которого осуществлялись промышленные поставки на стекольные заводы объединения "Лисма". Западное кварцево-жильное тело имеет в плане линзовидную, а в разрезе плитообразную форму. Залегают оно согласно с вмещающими породами, азимут простирания его составляет 80° , азимут падения - 170° , углы падения варьируют от 30° до 60° (преобладают - $50-55^\circ$). Длина тела по простиранию составляет 200 м, видимая мощность колеблется от 85 м на западном фланге до полного выклинивания на

восточном. Буровыми скважинами оно прослежено до 50 м. Контакты четкие, извилистые на севере с гнейсами, а на юге в основном с измененными амфиболитами. Морфология тела осложнена ксенолитами измененных амфиболитов, развитых преимущественно в центральной части. Наиболее крупный из ксенолитов достигает на дневной поверхности длины 100 м при видимой мощности 10-12 м. По падению ксенолиты прослеживаются на всю глубину, охваченную разведочным бурением. Западное кварцевое тело сложено, в подавляющем большинстве, гранулированным среднезернистым кварцем. Стекловидный кварц наблюдается в виде небольших блоков, не превышающих 1-10 м³ и расположенных в различных частях тела. Качество кварца варьирует в широких пределах по всем параметрам: светопропусканию, содержанию минеральных примесей и содержанию элементов-примесей. Наиболее загрязненный кварц наблюдается в приконтактных частях кварцевого тела, на контакте с крупными ксенолитами и в зонах расланцевания и дробления. Западное кварцево-жильное тело месторождения Перчатка представляет собой мономинеральное образование, содержание кварца в котором колеблется от 99.79 до 99.99%.

Жильный кварц представлен двумя разновидностями: гранулированной и стекловидной. Гранулированный кварц имеет неравномернозернистую структуру: на фоне мелкозернистой основной массы выделяются более крупные прозрачные зерна изометрической или вытянутой формы, размеры которых колеблются от 0.2 до 15 мм. Количество крупных зерен варьирует в широких пределах - от 20 до 80% жильной массы. Текстура гранулированного кварца массивная. По цвету отмечаются бесцветные, белые и светло-серые разновидности, между которыми наблюдается постепенный переход. Подавляющий объем жильной массы западного кварцево-жильного тела составляет гранулированный кварц, стекловидные разности занимают около 10% общего объема жильного тела. Закономерностей в количественном распределе-

нии минеральных примесей в жильном кварце не выявлено, изменчивость в распределении их высокая - участки со значительным содержанием сменяются участками интенсивно загрязненными минеральными включениями кварца без перехода.

В качестве строительного материала могут использоваться месторождения глини долины р.Канды, флювиогляциальные пески и моренные отложения.

В качестве сырья для алюминиевой промышленности - высокоглиноземистые биотит-гранат-кианитовые гнейсы с содержанием глинозема более 24%.

В качестве коллекционного материала могут быть использованы - иризирующий и шиллеризирующий полевой шпат, кианит, рубин, мусковит, биотит, микроклин, гранат, широкий спектр метаморфических пород с оригинальными текстурами и друзиты.

Во многих массивах лерцолит-габброноритов (друзитов) Ковдозерской группы Беломорского рудного района, имеющих черты сходства с расслоенными базит-гипербазитовыми комплексами перидотит-габброноритовой формации, отмечаются проявления сульфидного (Cu-Ni) и платинометалльного (PGE) оруденения. Наиболее крупные массивы - Ковдозерский (площадью около 70 км²), U-Pb-возраст габброноритов которого 2440±10 млн лет [Ефимов, Каулина, 1997], и Глубокий (площадью 4 км²). В них выделяются два комплекса пород: центральная дифференцированная серия и краевая зона [Ефимов, 1999]. Комплексное Cu-Ni+Pt-Pd оруденение приурочено к краевым зонам. Мощность краевых зон составляет 1-15 м. Оруденение вкрапленного и гнездовидного типа. Содержание сульфидов 2-10%. Состав оруденения халькопирит-пентландит-пирротинный. Иногда встречаются минералы группы мончеит-меренскит. Содержание Ni и Cu в рудоносных породах составляет 0.1-0.3%. Концентрация PGE+Au колеблется в среднем от 0.5 до 1.5 г/т; отдельные концентрации Pt и Pd составляют соответственно 0.42 и 5.84 г/т. Содержание благородных металлов в сульфидах 50-55 г/т.

3.3.8. Степень освоения и перспективы

Центральная часть Беломорского рудного района достаточно хорошо освоена в 60-80-е годы XX века, когда для отработки керамических пегматитов здесь выросли поселки Ёна, Ёнский, Слюда и Риколатва. В 90-е годы в связи с резким спадом потребностей на мусковит и керамическое сырье предприятия по

добыче и переработке и поселки пришли в упадок.

Наличие дорог, энергетических, физических и интеллектуальных ресурсов, а также неисчерпанный резерв ресурсов, в первую очередь мелкозернистой слюды, [Мельников и др., 1998], позволяют надеяться на возможность реанимации и дальнейшего развития промышленности в этом районе.

3.4. Ковдорский рудный район

3.4.1. Административное и географическое положение

Ковдорский рудный район находится на юго-западе Мурманской области, в 20 км к востоку от границы с Финляндией (см. рис.2.1, 2.20). Он представлен одноименной щелочно-ультраосновной с карбонатитами интрузией центрального типа. Территория района - это холмистая местность со сглаженными или плоскими возвышенностями (см. рис.2.19). Геоморфология Ковдорского массива отражает его геологическое строение. Центральная часть, сложенная оливинитами, по рельефу представляет собой пологую возвышенность Низка-Ваара. Зона ослюденных метасоматических пород по периферии центральной части массива представляет собой заболоченную ложину. Массив окружен кольцом гор (Мого-вид, Уци-вид, Воцу-Ваара, Пилькома-сельга), сложенных ийолит-мельтейгитами и фенитами периферийной части, более устойчивыми к выветриванию по сравнению с оливинитами. Превышение окружающих гор относительно оз.Ковдор, расположенного в центре массива и вытянутого в северо-западном направлении, достигает 250 м. Климат района относительно мягкий. Зима продолжительная, а лето дождливое и короткое. Среднемесячная температура в июле +13.6°, а в феврале -14.2°C. Район расположен в лесной зоне.

Район развит в транспортно-экономическом отношении. Город Ковдор является конечным пунктом железнодорожной ветки Пинозеро-Ковдор Октябрьской железной дороги. В городе в настоящее время проживает около 25 тысяч человек. К нему подходит шоссейная дорога от трассы Санкт-Петербург-Мурманск (около 100 км на запад). Снабжение района электроэнергией осуществляется от системы "Колэнерго". Источниками тепло-водоснабжения является ТЭЦ ОАО "Ковдорский ГОК" и водозабор на р.Ёна.

Изучение Ковдорского массива на-

чалось с 1933 г., когда К.М.Кошиц обнаружил здесь железорудные проявления [Геология СССР ..., 1958]. В дальнейшем Ковдорский массив и его месторождения (апатит-магнетитовое, флогопитовое, вермикулитовое, оливинитовое) изучались Д.Ф.Мурашовым, С.А.Стукановым, И.Т.Бахиревым, Ю.П.Ивсененом, И.М.Покровской, Д.В.Шифриным, В.И.Намоюшко. Большой вклад в открытие и разработку месторождений Ковдорского района внесли многие геологи [Златкинд, Шалимов, 1946; Соболев, 1947; Волотовская, 1958; Терновой и др., 1967, 1969, 1971; Афанасьев и др., 1977]. Петрографо-минералогические, геохимические и структурно-геологические исследования ультраосновных, щелочных пород, карбонатитов, руд и кор выветривания проводили сотрудники отраслевых и научных организаций [Токмаков, 1961; Эшттейн, 1962, 1970; Римская-Корсакова, 1963; Бородин, 1963; Каледонский ..., 1965; Афанасьев А.П., 1966, 1977, 1983; Капустин, 1971; Быкова, 1975; Галахов и др., 1978; Лапин, 1980; Харламов, 1980; Субботин и др., 1981; Дунаев, 1982; Краснова, 1988; Дудкин, Курнарский, 1994; Балаганская, 1994; Иванюк, Яковенчук, 1997; Valaganskaya et al., 2001]. Приводимая характеристика Ковдорского района в значительной мере базируется на работах перечисленных исследователей.

3.4.2. Геологическое строение и магматизм

Ковдорский массив является наиболее изученным и одним из самых крупных щелочно-ультраосновных плутонов Кольского полуострова (рис.3.25).

Площадь массива 40.5 км², а вместе с метасоматически переработанными гнейсами в ореоле фенитизации – около 60 км². Массив представляет собой интрузию концентрически-зонального строения [Каледонский комплекс..., 1965]. В плане массив имеет овальную форму, несколько вытянутую в меридиональном

направлении. Бурением он вскрыт до глубины 2 км, но геофизические данные позволяют предполагать, что его тело имеет веретенообразную форму (рис.3.26) и прослеживается до глубины 20 км с сохранением вертикальной зональности [Арзамасцев и др., 1996]. В геолого-структурном плане Ковдорский массив находится в пределах крупной тектонической зоны северо-восточного простирания, протягивающейся от массива Сокли в Финляндии через Маврагубский, Хибинский, Ловозерский, Кургинский, Контозерский массивы до побережья Баренцева моря в районе губы Ивановской - зоны развития палеозойского щелочного магматизма на северо-востоке Балтийского щита [Арзамасцев и др., 1998]. Ковдорский массив приурочен к узлу пересечения трех линейных разломов субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания [Энттейн, 1970].

Массив прорывает биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы кольско-беломорского комплекса. Гнейсы образуют крупную моноклиналную структуру с общим падением на северо-восток, осложненную в юго-восточной части района складчатостью второго и более высоких порядков. Они включают тела габбро и габброноритов и пересечены жилами микроклиновых и плагиомикроклиновых пегматитов. Длина жил достигает 100 м при мощности до 17 м. Простирание жил 300-340°. С вмещающими породами Ковдорский массив имеет эруптивные контакты.

Структура комплекса характеризуется сложным сочетанием цилиндрических, конических и неполнокольцевых форм, что обусловлено последовательным внедрением тяготеющих к центру различных по составу интрузий. На долю метасоматических пород приходится половина площади современного эрозионного среза массива. А.А.Кухаренко с соавторами [Каледонский комплекс..., 1965] относил Ковдорский массив к среднепалеозойским образованиям. По данным Rb-Sr-метода [Zeitsev, Bell, 1995], возраст оливинитов и пироксенитов массива ко-

леблется в интервале 373-376 млн лет. По бадделеитам из фоскоритов и карбонатитов получен U-Pb-возраст 382 ± 3 млн лет [Баянова и др., 1997]. Независимо от детальности разработки схем формирования Ковдорского массива, в его развитии выделяются два основных этапа: раннемагматический и позднемагматический. С этими этапами связаны последовательные внедрения в вертикальную субцилиндрическую камеру гипербазитовых, щелочных и карбонатитовых магм.

Наиболее ранний магматический этап формирования Ковдорского массива связан с внедрением оливинитов. В момент затвердевания оливинитовой интрузии она выходила за пределы площади современного контура внутреннего контакта щелочных пород и пироксенитов. В последующие щелочной и карбонатитовый этапы обширные краевые части оливинитов были изменены с образованием кальциевых и щелочно-глиноземных силикатов: пироксена, нефелина, мелилита, монтichelлита, флогопита, граната, амфибола и др. Поэтому на современном эрозионном срезе малоизмененной сохранилась только ядерная часть оливинитов в центре массива на площади около 8 км². В оливинитах ядра выделяются две разновидности - доминирующие безрудные и их фациальная разновидность с вкрапленностью магнетита.

Оливинитовое ядро окружено двумя полукольцевыми интрузиями: оливинитовых клинопироксенитов с севера и клинопироксенитов и нефелиновых клинопироксенитов (якупирангитов) с юга, где они слагают на площади около 4 км² изометричное тело, выгнутое по контуру границы массива на юг. Интрузия оливинитовых клинопироксенитов включает крупный (до 800 м мощностью) зональный диопсид-флогопит-оливиновый пегматит с кристаллами флогопита до нескольких метров в поперечнике. Среди пироксенитов известны как интрузивные разновидности (южный фланг массива), так и слюдяно-пироксеновые породы, возникшие при метасоматической переработке оливинитов, сопровождавшей формирование ийолитовой интрузии.

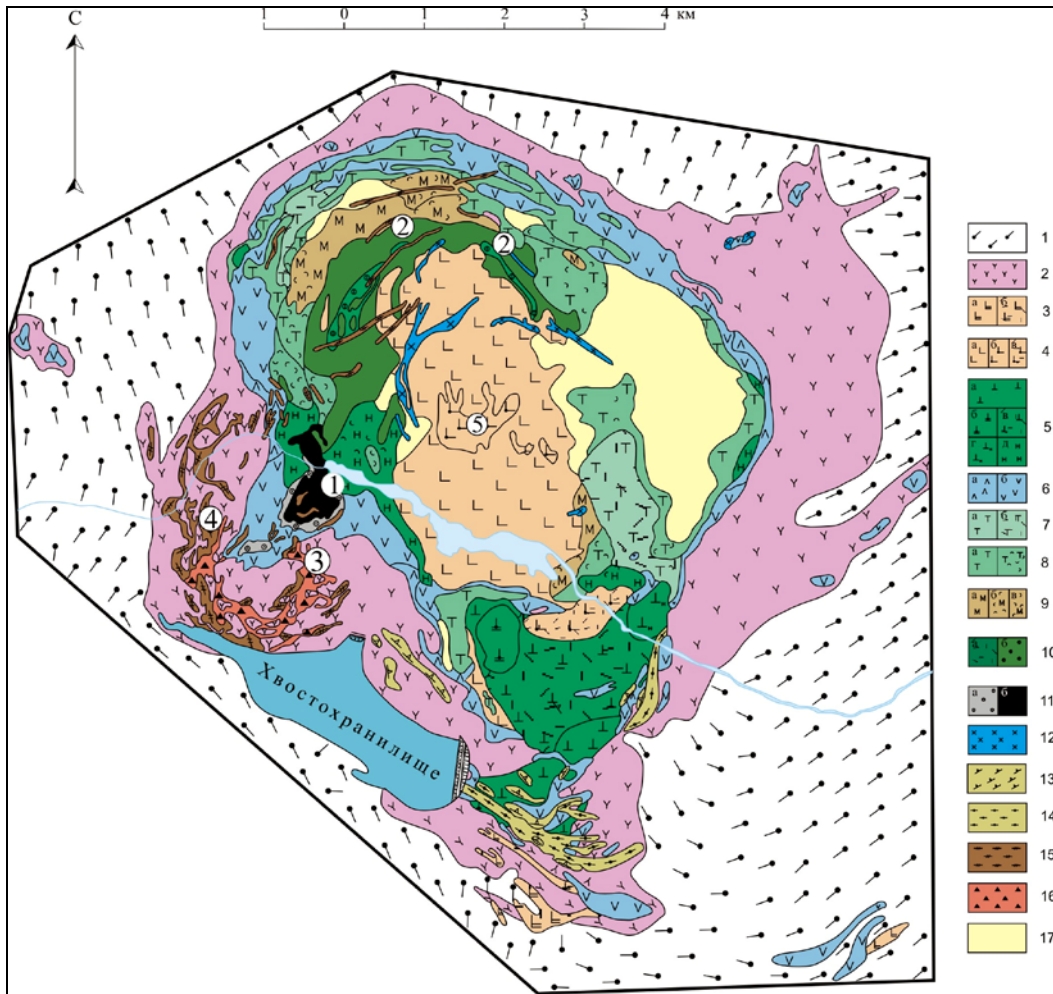


Рис.3.25. Геологическая карта Ковдорского массива [Мультимедийный справочник..., 2001, Афанасьев и др.]:

1 – гнейсы, амфиболиты и мигматиты архейского беломорского комплекса; 2 – фениты; 3: а – метаоливиниты; б – ослюденелые метаоливиниты; 4: а – оливиниты; б – рудные оливиниты; в – ослюденелые рудные оливиниты; 5: а – пироксениты и рудные пироксениты; б – пегматоидные рудные пироксениты; в – ослюденелые рудные пироксениты; г – нефелинизированные рудные пироксениты; д – нефелин-пироксеновые породы по гипербазитам; 6: а – мельтейгиты; б – ийолиты; 7: а – турьяиты; б – ослюденелые турьяиты; 8: а – пироксен-мелилитовые породы; б – скарнированные пироксен-мелилитовые породы; 9: а – монтичеллитовые породы; б – скарнированные монтичеллитовые породы; в – гранат-амфибол-диобсидовые скарноподобные породы с монтичеллитом и везувианом; 10: а – амфибол-флогопит-форстеритовые породы; б – флогопитовые руды; 11: а – апатит-флогопит-форстеритовые породы (маложелезистые апатитовые руды); б – бабделейт-apatит-магнетитовые руды; 12 – нефелиновые сиениты; 13 – кальцит-apatит-флогопитовые породы; 14 – эгирин-биотит-кальцитовые карбонаты; 15 – форстерит-кальцитовые карбонаты; 16 – апатит-ишаффелитовые руды; 17 – четвертичные отложения. Цифры в кружках: 1 – апатит-магнетитовое месторождение; 2 – вермикулит-флогопитовое месторождение; 3 – апатит-ишаффелитовое месторождение; 5 – месторождение рудных оливинитов

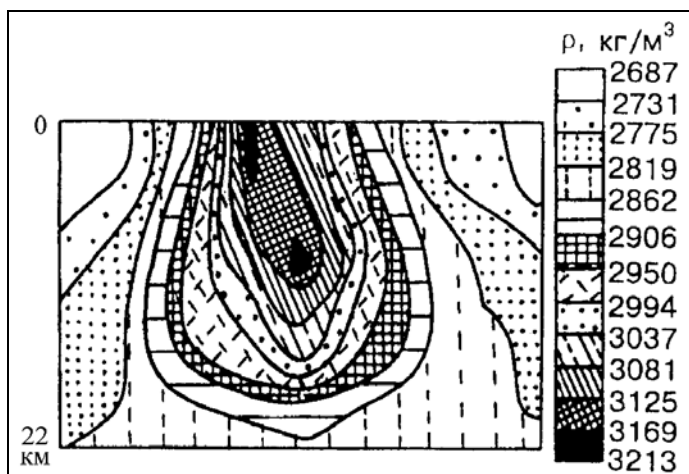


Рис.3.26. Схема распределения плотности ($\rho/\text{см}^3$) в разрезе Ковдорского массива до глубины 22 км [Арзамасцев и др., 1996]

Щелочной этап представлен интрузиями ийолит-мельтейгитов (фоидолитов) и турьяитов (мелилитовых пород), внедрившимися по контакту между оливинитами и вмещающими гнейсами. Ийолит-мельтейгиты и турьяиты пространственно сопряжены. Интрузии их инжецированы по контактовому шву оливинитов и гнейсов, в результате чего древние гипербазиты оказались заключены в почти сплошное и замкнутое кольцо молодых щелочных пород. Контакты пород щелочного и гипербазитового комплексов, как правило, секущие. В краевых частях тела фоидолитов преобладают мельтейгиты, во внутренних более распространены ийолиты и ийолит-уртиты. Внедрение интрузий щелочного этапа сопровождалось высокой активностью газовых и водных эманаций, действовавших как на гнейсы рамы, так и на оливиниты ядра. В результате активной переработки этих пород сформировался мощный ореол фенитов (пироксен-полевошпатовых сиенитоподобных пород, иногда с реликтовым кварцем, местами с нефелином) и обширные пестрые комплексы метасоматитов по оливинитовому субстрату. Последние включают и уникальные скопления флогопита в северной половине массива. Формирование турьяитов сопровождалось метасоматической переработкой гипербазитов, что

привело к появлению мелилит-оливиновых, мелилит-пироксеновых пород, мелилититов и монтичеллитизированных оливинитов. В результате послемагматической переработки турьяитов появились скарноподобные образования, состоящие из андрадита, монтичеллита, флогопита, амфибола, диопсида, волластонита, везувiana и кальцита.

Карбонатитовый этап начался с возникновения по фенитам и ийолитам метасоматических эгирин-флогопит-кальцитовых карбонатитов с титанитом, приуроченных к контактам южной части массива. В следующую стадию карбонатитового этапа, весьма длительную по времени, сформировался сложный комплекс пород с устойчивым минеральным парагенезисом: форстерит (оливин) + диопсид + зеленый флогопит + магнетит + апатит + кальцит + бадделеит. На юго-западе массива в эту стадию образовалось апатит-магнетитовое месторождение (преимущественно тела выполнения), а в северной части массива - флогопитовое месторождение (метасоматоз и мощная перекристаллизация слюдяно-пироксеновых и иных силикатных пород в полукольцевой ослабленной зоне). Чуть позже возникли форстерит-кальцитовые карбонатиты, слагающие крупные тела в фенитах вблизи апатит-магнетитового штока, а также протяженные дугообразные жилы с резкими секущими контактами в северной половине массива, падающие к его центру. Кальцитовые карбонатиты с минералами редких металлов (гаччетголитом, пирохлором, циркелитом) в Ковдорском массиве тоже известны, но в небольших масштабах, главным образом, в пределах апатит-магнетитового месторождения.

Карбонатитовый этап завершился появлением доломитовых жил и зон доломитизации, локализованных преимущественно внутри и вблизи апатит-магнетитового штока. Крупные залежи форстерит-кальцитовых карбонатитов (бедных апатит-карбонатных

руд) полукольцом охватывают железорудное месторождение с юго-запада, располагаясь в фенитовом ореоле. Общая длина карбонатитового поля около 2.5 км. Внутри него наблюдаются крупные блоки фенитов. В зоне контакта с карбонатитами в фенитах отмечаются штокверки мелких карбонатных жил, а в непосредственном контакте по фенитам развивается слюдитовая оторочка. Падение тел крутое (70-80°) в сторону центральной части массива.

Во внутренних частях массива широко распространена дайковая фация производных щелочного этапа формирования массива: мелкие многочисленные секущие тела ийолитов, мельтейгитов, полевошпатовых ийолитов, нефелиновых сиенитов и ювитов.

Гипергенный этап развития Ковдорского массива выразился в формировании доледниковых кор выветривания [Сидоренко, 1958], которые покрывают свыше 60% площади массива (рис.3.27). В Ковдорском массиве существует, как минимум, два типа кор выветривания. К первому типу относится линейная сунгулитовая кора выветривания древнего заложения. Возраст ее мезозой-палеогеновый [А.П.Афанасьев, 1966, 1977]. Линейная кора выветривания прослеживается вдоль тектонических контактов и прилегающих к ним площадей по кольцевым разломам. Степень сунгулитизации коры выветривания изменчива, но в целом заметно снижается с глубиной. Ко второму типу относится кора выветривания площадного развития предположительно неогенового возраста, имеющая на массиве наибольшее распространение. Выветривание оливинитов не сопровождалось коренным изменением их минерального состава. Оливин в основном сохранился неизменённым. Лишь с поверхности и по трещинам он частично замещен серпентином (лизардитом). В результате процессов выветривания массивный кристаллический оливинит превратился в дресвяно-песчано-глинистый материал, внешне сохраняя текстурно-структурные особенности исходной породы.

Процессы, связанные с развитием кор выветривания на породах флогопитового комплекса, привели к формированию вермикулитового месторождения, которое обязано своим происхождением благоприятному сочетанию эндогенных факторов, послуживших образованию крупных скоплений магнезиально-железистых слюд (флогопита), и экзогенных, способствовавших превращению флогопита в вермикулит в результате его гидратации.

Кора выветривания имеет зональное строение, хорошо выраженное в вертикальном разрезе (зоны сверху вниз): 1 - сунгулитовая (сунгулит-гидрохлоритовая); 2 - вермикулитовая; 3 - гидрофлогопитовая; 4 - зона дезинтеграции. Сунгулитовая зона почти всегда носит локальный характер и связана с меридиональными тектоническими нарушениями в центре Ковдорского массива. Породы сунгулитовой зоны представляют собой разрушенные, иногда уплотненные образования пятнистой окраски, с тем или иным количеством реликтовых минералов: вермикулита, оливина и диопсида. Характер распределения сунгулита - вкрапленный, гнездовой, жильный.

Породы вермикулитовой зоны слагают верхнюю часть коры выветривания на всей площади оливинитового ядра и захватывают значительную часть площади пород флогопитового комплекса. Эта зона прослеживается и под сунгулитовой зоной, сменяя ее на глубине от нескольких метров до нескольких десятков метров. Вертикальная мощность постепенно возрастает от периферии к центру массива, где она достигает 30-40 м. Минеральный состав и текстурные особенности полностью отвечают составу и текстуре коренных пород. Вермикулит имеет характерный золотисто-коричневый и темнокоричневый цвет. Концентрация вермикулита, его распределение и гранулометрический состав варьируют в зависимости от характера исходных коренных пород. Гидрофлогопитовая зона характеризуется песчано-щебеночным материалом и по мощности варьирует от первых метров до 35 м.

В соответствии со степенью гидратации слюды в гидрофлогопитовой зоне выделяются две подзоны: верхняя - с высокой степенью гидратации и хорошим качеством слюды и нижняя - с относительно низкой степенью гидратации слюды и низким ее качеством.

На большей части флогопитосодержащих пород Ковдорского массива площадная кора выветривания уничтожена и представлена, в основном, зоной дезинтеграции, которая является преимущественно продуктом физического выветривания. Зона сложена крупноглыбовым и крупнообломочным материалом со следами выветривания по трещинам. Резко выраженных границ зона дезинтеграции не имеет и представляет собой корни коры выветривания.

Мощные коры известны на оливинитах ядра Ковдорского массива, где они представлены бурыми сунгулитиддингситовыми породами. На флогопитоносных метасоматитах образовался сплошной чехол вермикулитовых кор, а на карбонатах в юго-западной части массива и на апатит-магнетитовых рудах - своеобразная "фосфатная шляпа" из апатит-штаффелитовых и магнетит-штаффелитовых пород, в которых карбонаты практически выщелочены (на железорудном месторождении эти коры уже сняты в процессе разработки). На этих участках мощность зоны выветривания достигает 140-150 м, в среднем же она равна 30-40 м. На других участках продукты выветривания смыты и гипергенез проявляется лишь в механической дезинтеграции

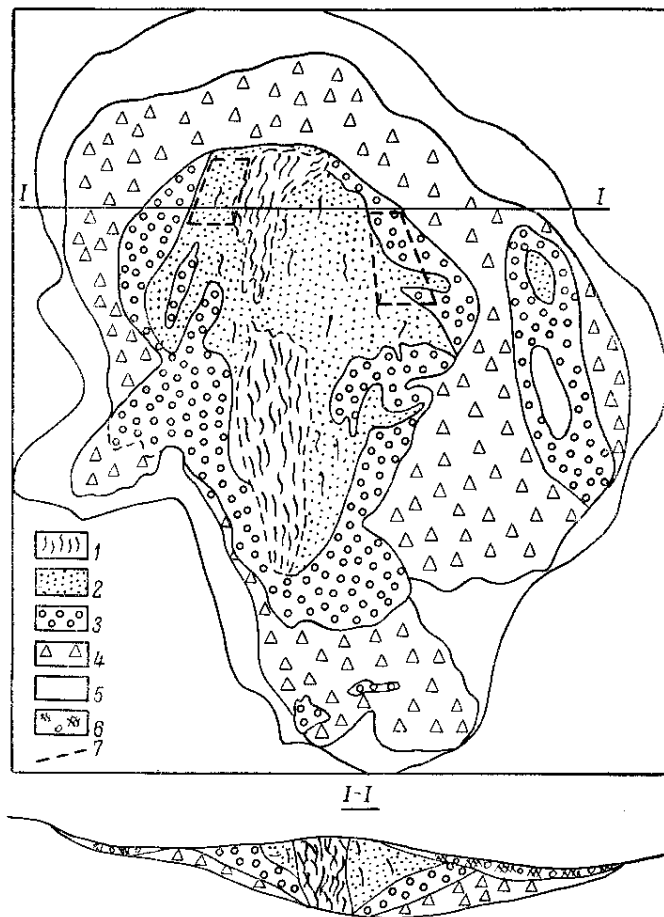


Рис.3.27. Схематический план и разрез коры выветривания в пределах Ковдорского массива [Терновой и др., 1969]: 1 - сунгулитизированные оливиниты; 2 - вермикулитовые породы; 3 - гидрофлогопитовые породы; 4 - дезинтегрированные породы; 5 - неизменные материнские породы; 6 - четвертичные отложения; 7 - границы участков с богатым содержанием гидрослюды

приповерхностной части кристаллических пород.

Четвертичные отложения покрывают сплошным чехлом поверхность массива. Мощность их от долей метра до нескольких десятков метров. Как правило, эти отложения в больших количествах скапливаются в депрессиях озер, рек Верхняя и Нижняя Ковдора и впадающих в них ручьев.

Отложения представлены озерно-ледниковыми и аллювиальными образованиями, состоящими из валунно-

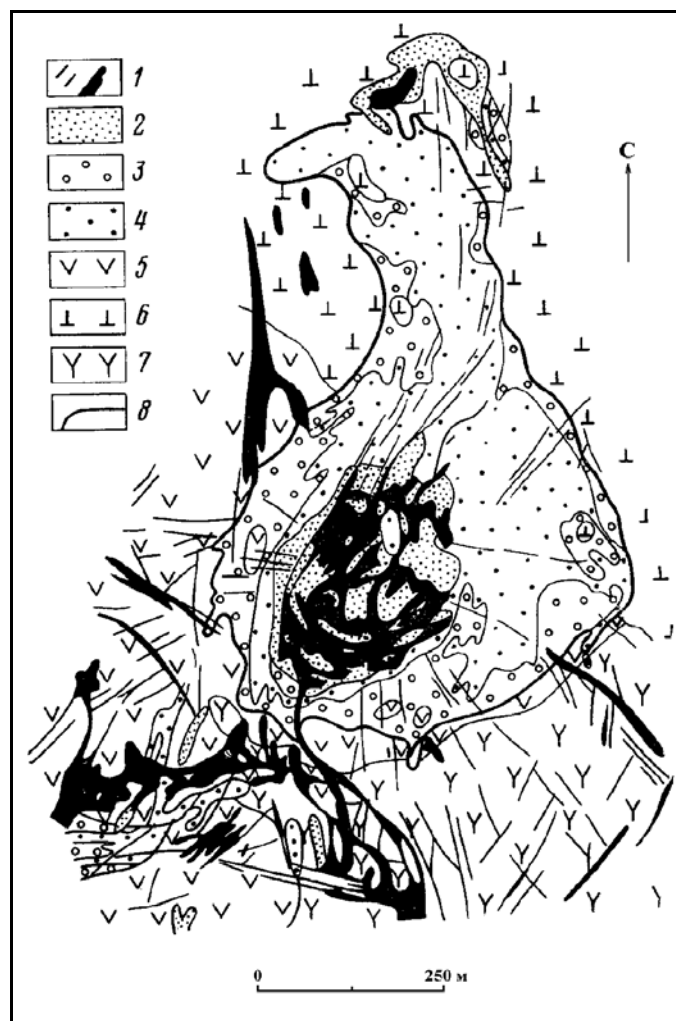


Рис.3.28. Геологическая схема Ковдорского апатит-магнетитового месторождения, по В.А.Дунаеву [1982]:

1 - тела форстерит-кальцитовых карбонатов; 2 - руды апатит-кальцит-магнетитовые и кальцит-форстерит-магнетитовые; 3 - апатит-форстеритовые породы; 4 - апатит-силикатно-магнетитовые руды; 5 - ийолиты; 6 - пироксениты; 7 - фениты; 8 - граница апатит-силикатно-магнетитового комплекса

галечного, песчано-гравийного материала и супесей [Четвертичные отложения ..., 1993]. На склонах возвышенностей (щелочное обрамление массива) мощность их редко превышает первые метры, а в депрессиях достигает 50-80 м.

3.4.3. Полезные ископаемые

По набору промышленных минералов и их промышленной значимости Ковдорский массив уступает на Кольском полуострове лишь Хибинскому плутону [Иванюк, Яковенчук, 1997; Subbotin et al., 1999]. Все месторождения Ковдорского рудного района (комплексное бадделейт-апатит-магнетитовое, апатит-штаффелитовое, флогопитовое, вермикулитовое, оливинитовое и кальцитовых карбонатитов) пространственно и генетически связаны с Ковдорским массивом щелочно-ультраосновных пород.

Ковдорское апатит-магнетитовое месторождение приурочено к юго-западной окраине Ковдорского массива (рис.3.28).

Генетический тип - магматический. Комплексные руды месторождения слагают крупный шток длиной 1500 м при ширине в плане 300-800 м, падение близкое к вертикальному. Структурными скважинами месторождение изучено до глубины 2000 м, при этом существенных изменений качественных и количественных параметров не отмечено (рис.3.29).

В структуре Ковдорского месторождения принято выделять две основные части:

а) Главную залежь сплошных и богатых руд, объединяющую круглое трубообразное тело в месте пересечения разломов, и северную апофизу, контролируемую субмеридиональным разломом;

б) юго-западную зону штокверковых и метасоматических руд с пониженными концентрациями рудных минералов.

На поверхности эти две части месторождения отчетливо разделяются блоками вмещающих пород. Кроме Главной залежи и юго-западной зоны (свыше 90% запасов) на северном и восточном флангах рудного поля индивидуализируются мелкие жильные тела-сателлиты, приуроченные к флангам дуговой структуры и северо-восточного разлома (рис.3.30). Некоторая часть этих сателлитов имеет слепое залегание.

На месторождении выделяются следующие типы руд: бадделейт-апатит-магнетитовые; маложелезистые апатитовые; редкометалльные. По природе первая группа представляет все магматические рудные дифференциаты, слагающие залежь богатых руд; вторая – ее метасоматическое апатит-силикатное окружение, а также мелкие жильные тела маложелезистых апатитонос-

ных карбонатитов; третья – узлокальные зоны постмагматического редкометалльного метасоматоза, охватывающие вторичными изменениями как железные руды, так и карбонатиты в центре залежи.

Бадделейт-апатит-магнетитовые руды доминируют во всех частях рудной структуры. В порядке возрастной последовательности выделяются разновидности: форстерит-магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые, апатит-кальцит-магнетитовые, кальцит-форстерит-(флогопит)-магнетитовые, доломит-форстерит-(флогопит, тремолит)-магнетитовые.

Кроме того, внутри перечисленных типов выделяются мелкие тела эруптивных рудных брекчий.

Маложелезистые руды представлены апатит-форстеритовыми (флогопитовыми) породами и апатитовыми карбонатитами. Они развиты в виде контактовых зон с северо-запада и юго-востока залежи, имеют мощность до 50-60 м и протягиваются в плане на границе с ийолитами до 800-1000 м. Редкометалльные руды залегают в осевой части рудной залежи, где образуют два разобщенных тела. Площадь этих двух тел в горизонтальной плоскости 23 тыс. м². По геометрии это

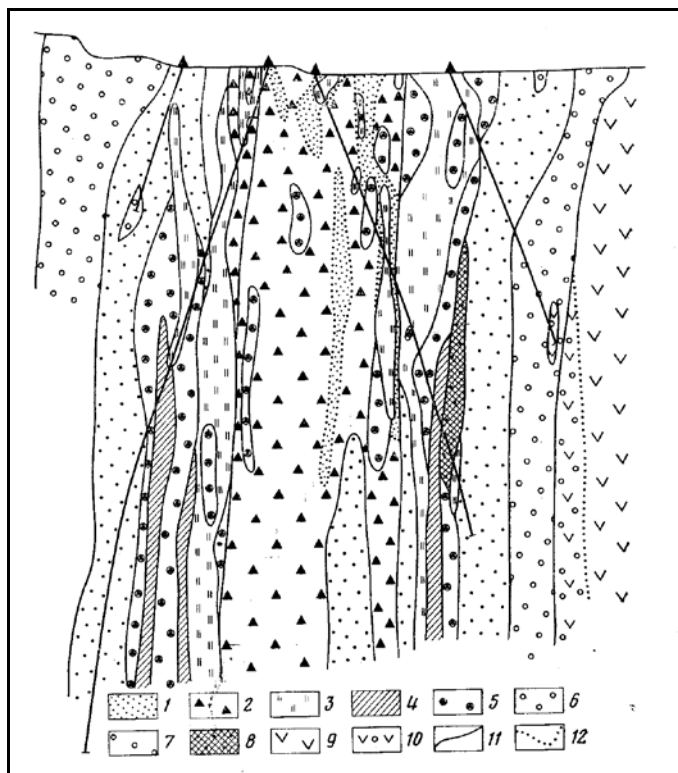


Рис.3.29. Геологический разрез Главной рудной залежи Ковдорского апатит-магнетитового месторождения, по Б.И.Сулимову, О.В.Петрову, Н.А.Вороновой, 1975 [Харламов и др., 1980]:

1 - тетраферрифлогопитовые карбонатиты; 2 - гумит-апатит-кальцит-магнетитовые руды с форстеритом; 3- кальцитовые карбонатиты; 4-8 - руды: 4 - кальцит-форстерит-магнетитовые; 5 - апатит-кальцит-магнетитовые с форстеритом; 6 - апатит-форстеритовые; 7 - апатит-форстерит-магнетитовые; 8 - магнетитовые с апатитом; 9 - ийолиты; 10 - ийолиты апатитизированные; геологические границы: 11 - резкие; 12 - постепенные

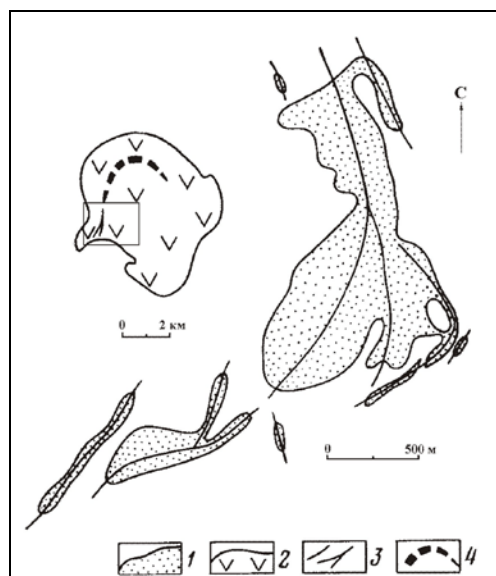


Рис.3.30. Схема размещения рудных тел Ковдорского апатит-магнетитового месторождения. В левом верхнем углу показано положение контролирующей его зоны внутри Ковдорского массива. По В.А.Дунаеву [1982]:

1 - рудное тело; 2 - массив ультраосновных, щелочных пород; 3 - граница зоны, обусловившей локализацию месторождения; 4 - граница зоны, контролирующей флогопитовую минерализацию

неправильные в плане вертикальные столбы - трубы, прослеживаемые по всему погружению залежи на глубину. По составу это гумит-апатит-кальцит-магнетитовые руды и тетрафлогопит-кальцитовые карбонатиты. Гумит и тетрафлогопит состоят в парагенетической связи с рассеянной аксессуарной вкрапленностью пирохлора-гатчетолита, наличие и ценность последних определяет их особую отраслевую специализацию.

Карбонатиты кальцит-доломитовые, амфибол-кальцитовые, амфибол-доломитовые и хлорит-доломитовые не входят в группу рудных образований ввиду убогой концентрации содержащихся в них магнетита и апатита. Эти породы образуют жилы с резкими контактами, мощность жил широко варьирует от сантиметров до 15-20 м. Жильное поле представлено в осевой части залежи и северо-восточном секторе рудного поля.

Содержание апатита, магнетита и бадделеита в разных типах руд колеблется в пределах соответственно 15-20%, 25-45%, 0.1-0.3%. Полученные за последнее время данные о повышенных концентрациях благородных металлов в продуктах технологического обогащения руд Ковдорского апатит-магнетитового месторождения [Путинцева и др., 1997; Гавриленко и др., 2002] свидетельствуют о дополнительных перспективах их комплексного использования [Мультимедийный справочник ..., 2001, Бичук и др.].

Ковдорское месторождение апатит-штаффелитовых руд расположено в 3 км к юго-западу от г.Ковдора, в непосредственной близости от месторождения комплексных железных руд. Примерно пятая часть запасов месторождения попадает в контур действующего карьера железорудного месторождения. Месторождение гипергенное и представляет собой "фосфатную шляпу" на апатитоносных кальцитовых карбонатитах (линейно-трещинный тип коры выветривания). В пределах месторождения из четвертичных отложений преимущественным распространением пользуются элювиальные, делювиальные и водно-ледниковые отложения. Их мощность достигает 35 м. Фосфатные коры выветривания, развившиеся по карбонатитам, не являются сплошными. Контуров отдельных тел штаффелитовых руд наследуют границы карбонатитовых жил, по которым они сформировались в процессе интенсивного выщелачивания кальцита. Максимальная глубина распространения штаффелитовых кор достигает 160 м от поверхности, после чего они сменяются невыветрелыми карбонатитами.

В плане апатит-штаффелитовые руды образуют линзо- и жиллообразные тела, группирующиеся в подковообразную зону длиной более 2.5 км. Мощные (до 200-250 м) раздувы практически сплошных, но неоднородных по составу и качеству руд чередуются с участками ветвящихся тел трещинного типа мощностью от 6 м до десятков метров. Условия залегания, морфология и внутреннее строение апатит-штаффелитового месторождения определяются гипергенным отложением фосфатов в карстовых полос-

тях, формирующихся за счет приповерхностного избирательного выщелачивания кальцитовых карбонатитов, в меньшей степени – карбонатсодержащих фенитов и магнетитовых руд. Форма залежей в разрезе карманообразная, линзовидная, как правило, асимметричная. Апатит-штаффелитовые руды представлены каменистыми и рыхлыми разновидностями, а также широкой гаммой промежуточных образований – смесей каменистых и рыхлых руд. По содержанию P_2O_5 апатит-штаффелитовые руды разделяются на богатые и бедные при объемном соотношении 1:2. Богатые руды тяготеют к средним частям рудной зоны. Среднее содержание в рудах апатита – 20%, а штаффелита – 18% или 15.7% P_2O_5 [Мультимедийный справочник ..., 2001].

К северо-западному флангу апатит-штаффелитового месторождения примыкает небольшой карьер по добыче карбонатитов, разрабатываемый ОАО "Мурманск-Стром".

Ковдорское флогопитовое месторождение расположено в 1.5 км к северо-западу от г.Ковдора. Генезис месторождения метасоматический (по ультраосновным щелочным породам). Промышленная концентрация флогопита приурочена к так называемому флогопитовому комплексу, сложенному апатит-флогопит-оливиновыми и амфибол-диопсидовыми породами, а также флогопитизированными и диопсидизированными оливинитами, образующими полукольцо в северной части массива между оливинитами центрального ядра и комплексом мелилитовых и монтчеллитовых пород.

Залежь флогопита является слепой. Она залегает под вермикулитовой толщей на глубине 40-50 м от поверхности и круто погружается к периферии массива (рис.3.31). Длина залежи около 5 км, а мощность изменяется от 30-50 м на флангах до 1200-300 м на остальной части залежи. Залежь начинается в 500 м севернее эксплуатируемого железорудного месторождения, протягивается в виде полукольца по всей западной, северной и северо-восточной части массива (рис.3.30). Месторождение приурочено к зоне кон-

такта молодых метасоматических мелилитовых пород с древними слабоизмененными оливинитами ядра массива. По условиям залегания, концентрации флогопита и его качеству вся полукольцевая флогопитовая зона разделяется на ряд участков. Западный участок протягивается по простиранию с юга на север на 2 км и имеет мощность 50-300 м. Северо-Восточный участок протягивается по простиранию на 2 км и имеет мощность 30-70 м. Руды бедные с мелкозернистым флогопитом.

Главная флогопитовая залежь отличается наиболее богатым содержанием флогопита и лучшим его качеством. Морфология залежи сравнительно простая. Залежь представляет собой зону пегматоидных и гигантозернистых гипербазитов длиной около 700 м и мощностью 150-200 м, вытянутую согласно кольцевой структуре массива. Сверху залежь перекрыта четвертичными породами мощностью до 10 м, далее до глубины 40-70 м породы залежи дезинтегрированы, а слюда превращена в вермикулит. Негидратизированный флогопит начинается с глубины 40-70 м. С севера зона граничит с комплексом поздних образований мелкозернистых кальцит-слюдисто-оливиновых и кальцит-слюдисто-диопсидовых пород, сменяющихся далее к северу мелилитовыми образованиями, а с юга – с древними оливинитами центрального ядра массива. Контакты залежи нечеткие, расплывчатые. Залежь под пологим углом (35-40°) погружается от центра к периферии массива. На глубине 150-200 м от поверхности угол падения становится более крутым и на глубине 350-400 м он уже близок к вертикальному. Одной из скважин залежь прослежена до глубины 817 м. Минеральный состав руд определяется пятью основными минералами: оливином (50%), пироксеном (30%), флогопитом (10%), кальцитом и апатитом (10%) [Мультимедийный справочник ..., 2001]. Подзоны принципиально различных типов флогопитовой минерализации относительно выдержаны по своим размерам

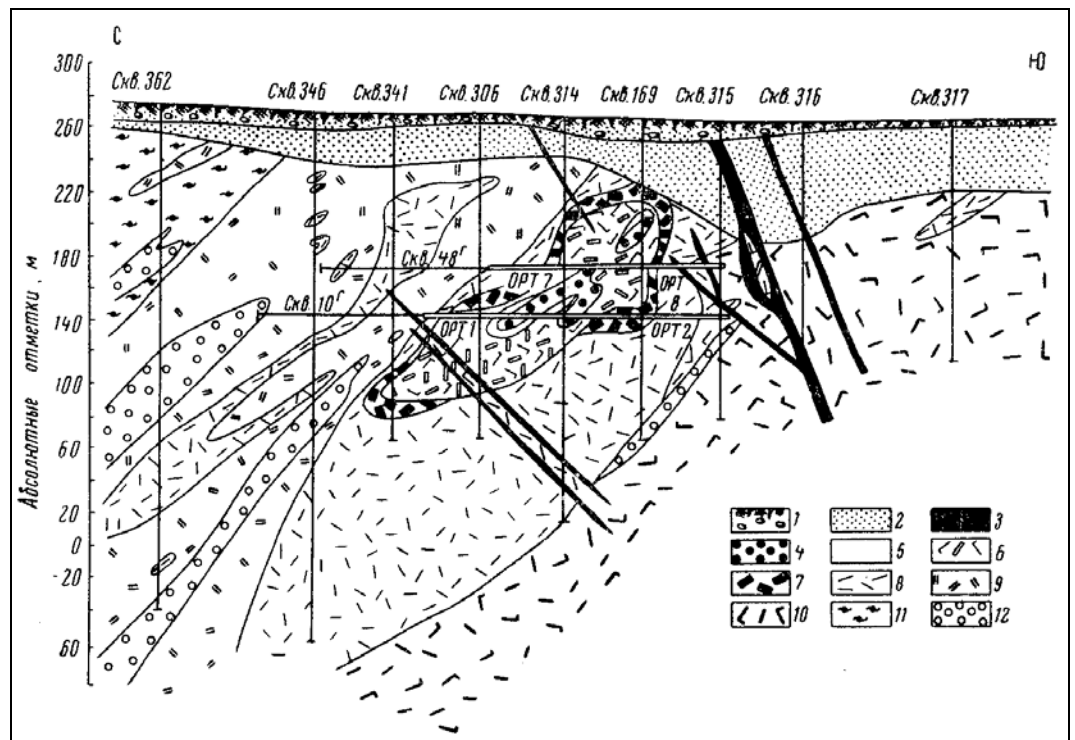


Рис. 3.31. Геологический разрез Ковдорского флогопитового месторождения [Терновой и др., 1967]:
1 - валунно-ледниковые отложения; 2 - кора выветривания (вермикулитовая толща); 3 - дайки полевошпатовых ийолитов; 4 - апатит-оливиновые породы; 5 - оливиниты; 6 - флогопит-оливиновые породы гигантозернистые и пегматоидные; 7 - флогопит-диопсид-оливиновые породы гигантозернистые и пегматоидные; 8 - флогопит-диопсид-оливиновые породы крупнозернистые; 9 - флогопит-диопсид-оливиновые породы средне- и мелкозернистые; 10 - оливиниты флогопитизированные и диопсидизированные; 11 - диопсид-амфиболовые породы; 12 - гранатые скарны, мелилиты и монтичеллиты

и прослеживаются по простиранию на десятки и сотни метров.

Как и сама залежь, они вытянуты в субширотном направлении и погружаются на север и северо-запад под углом 30-40°.

Месторождение флогопита является крупнейшим в мире по объемам запасов высококачественной руды [Мельников и др., 1998].

Ковдорское вермикулитовое месторождение генетически связано с площадной корой выветривания. Развитие и размещение коры выветривания на месторождении определяется, в первую очередь, наличием крупных зон тектонических разломов, способствовавших интенсивному проникновению процессов выветривания на глубину. Особое влияние на формирование коры выветривания

оказала зона тектонических нарушений, проходящая через центральную часть вермикулитового месторождения. На местности эта зона представлена хорошо выраженной полосой сунгулит-гидрохлоритовых пород. Длина ее составляет порядка 5 км, ширина от 50 до 800 м. Пространственное положение вермикулитового месторождения определено максимально флогопитизированными породами, среди которых главное место занимают оливиниты, а также различного генезиса пироксениты, иногда настолько обогащенные флогопитом, что получили название слюдитов. Хотя наличие слюды характерно для многих пород массива, повышенные концентрации ее наблюдаются только в кольцевой зоне, опоясывающей оливинитовое ядро. Ширина указанной кольцевой зоны достигает 1.5 км,

а длина по простиранию составляет почти 20 км. Переход пород слюдоносной зоны в окружающие породы постепенный, так как все основные породы Ковдорского массива, в том или ином количестве, содержат слюду. Слюдоносные зоны имеют практически вертикальное падение. В зависимости от мощности четвертичных отложений, вермикулитовые руды либо непосредственно выходят на дневную поверхность, либо располагаются под чехлом морены. Обычно мощность вскрышных пород не превышает 5 м. Средняя вертикальная мощность залежи составляет около 30 м. Месторождение вермикулита, будучи пространственно неразрывно связано с кольцевой зоной слюдоносных пород, располагается только в ее северной части. В южной половине зоны на существующем эрозионном срезе процесс выветривания и, следовательно, вермикулитизации слюд, не получил распространения, хотя исходные породы для этого могли бы служить весьма благоприятным материалом для образования очень крупных залежей вермикулита (слюдиты и пироксен-слюдистые породы южного участка). Месторождение вермикулита имеет в плане полукольцевую (подковообразную) форму, обращенную выпуклой частью к северу. Длина полукольца по простиранию составляет 6 км, а ширина от 500 до 1500 м.

На месторождении выделены следующие геолого-промышленные типы руд: сунгулит-вермикулитовый, вермикулитовый, гидрофлогопитовый и вермикулит-гидрофлогопитовый. Сунгулит-вермикулитовые руды промышленного значения не имеют. Собственно вермикулитовые руды располагаются по периферии сунгулитовой зоны. Вермикулитовые руды - лучшая часть месторождения. Они распределены широко, с вариациями мощностей от первых метров до 80 м. Выделяемый из этих руд концентрат характеризуется высоким качеством и имеет большое промышленное значение. Гидрофлогопитовые руды подстилают вермикулитовые руды; их мощность колеблется от 1-2 до 30-40 м. Они

распространены достаточно широко, а на периферии месторождения, особенно в зоне развития существенно пироксеновых пород, преобладают над другими типами руд. Хотя они обогащаются несколько труднее, чем вермикулитовые, но, наряду с последними, представляют основной промышленный интерес. Вермикулит-гидрофлогопитовые руды выделяются несколько условно. Суммарное содержание вермикулита всех фракций в пределах месторождения колеблется от 5-6 до 30% [*Мультимедийный справочник ...*, 2001].

Ковдорское месторождение вермикулита является крупнейшим в СНГ [*Мельников и др.*, 1998].

Ковдорское оливинитовое месторождение расположено в центре Ковдорского массива (рис.3.25). На месторождении выделены сунгулит-серпентин-оливиновые и серпентин-оливиновые руды, слагающие кору выветривания, и оливиновые, представленные коренными (скальными) монолитными породами. Они различаются физико-механическими свойствами. Скальные оливиниты слагают центральную часть массива, залегая в виде штокообразного тела с крутыми (70-80°) контактами на площади около 8 км². Они вскрыты скважинами на глубину до 600 м, при этом видимых изменений в составе и текстурно-структурных особенностях оливинитов не отмечается. Несмотря на простоту формы рудного тела, геологическое строение отдельных участков месторождения осложнено наличием большого числа дайковых и жильных образований. Главным минералом этих пород является оливин. Его содержание достигает 90-96%.

Наибольший интерес с практической точки зрения по количеству и качеству запасов представляют серпентин-оливиновые и оливиновые руды.

3.4.4. Перспективы освоения

Ковдорский рудный район экономически освоен. Основными предприятиями Ковдорского рудного района являются ОАО "Ковдорский ГОК" и ОАО

"Ковдорслюда". Первое выпускает магнетитовый, апатитовый и бадделеитовый концентраты; второе - вермикулитовый концентрат, слюду флогопит и оливинитовые продукты для производства магнезиальных огнеупоров. С 1995 г. апатит-бадделеитовая фабрика перерабатывает не только текущие хвосты мокрой магнитной сепарации, но и лежалые. При обогащении апатит-штаффелитовых руд могут быть получены апатитовый и магнетитовый концентраты. Фосфатный концентрат используется для химической переработки на удобрения. Магнетитовый концентрат используется как сырье для производства чугуна и сталей на ОАО "Северсталь", бадделеитовый - для производства огнеупоров и представляет собой сырье для извлечения циркония. Кристаллы флогопита площадью более 4 см² перерабатываются на промышленный сырец и слюдопластовое сырье, а отходы от переработки идут на производство товарного скрапа и дробленой слюды - чешуйки. Из отходов обогатительной фабрики налажен выпуск молотого флогопита. Вспученный вермикулит применяют для изготовления теп-

лоизоляционных изделий, в качестве заполнителя для легких бетонов и для приготовления штукатурных растворов: огнезащитных, теплоизоляционных и звукопоглощающих. Оливиниты представляют собой источник магнезиально-силикатного сырья для производства огнеупорных изделий. Карбонатиты используются в качестве связующего при производстве силикатного кирпича. Вскрышные породы карьеров и пески из морен отложений применяют для отсыпки дорог и в качестве строительных материалов. Новые технологии переработки слюдяных руд открывают перспективы для расширения номенклатуры и объемов выпуска слюдяной товарной продукции [Мельников и др., 1998]. На Ковдорском ГОКе остаются пока нереализованными в полном объеме резервы для организации промышленного производства плавленных магниевых фосфатов – перспективного типа удобрений для нечерноземной зоны России [Сыркин и др., 1993]. Действующая на ГОКе опытно-промышленная установка имеет производительность 10 тыс. тонн удобрений в год.

3.5. Куолярвинский рудный район

3.5.1. Административное и географическое положение

Куолярвинский рудный район расположен на юго-западе Мурманской области в пределах Кандалакшского административного района (см. рис.2.1, 2.3). Западная граница района совпадает с границей Мурманской области и Финляндии. Северная граница проходит от государственной границы с Финляндией, где она пересекается рекой Теннийоки, далее на юго-восток к оз.Вуориярви и от его восточного берега по меридиану на юг до границы с Республикой Карелия. Площадь района составляет около 2.5 тыс. км². Рельеф холмистый. В морфоструктурном плане район относится к площадям с комплексной денудаций и относительно неглубоким расчленением (см. рис.2.19). На юго-востоке встречаются камы. Самая высокая вершина - гора Рохмойва - 657 м. Район расположен в таежной зоне. Климат континентальный. Среднегодовая температура составляет - 0.4°C. Абсолютный минимум температур приходится на январь-март (до -43°C), абсолютный максимум - на июнь (+31°C). Естественных обнажений в районе мало. Вся площадь закрыта четвертичными отложениями мощностью от 1 до 70 м. В основном они представлены песчаной мореной.

В районе три небольших поселка - Куолярви, Кайлары и Вуориярви. Через территорию района проходит железная дорога Кандалакша-Ручьи-Алакуртти. Параллельно ей идет и грунтовая дорога к границе с Финляндией. Есть несколько грунтовых дорог вдоль государственной границы и от пос.Алакуртти к пос.Вуориярви. Расстояние от щелочного массива Салланлатва до железнодорожной станции Алакуртти составляет 65 км по грунтовой дороге. На 25-м километре этой дороги (от массива) находится поселок мелиораторов Кайлары. Сюда же из Алакуртти подходит ЛЭП. Вблизи массива Вуориярви проходит грунтовая дорога, по которой в течение многих лет в Фин-

ляндию вывозился лес. В последние годы улучшена грунтовая дорога от Алакуртти до границы с Финляндией, где уже действует пограничный переход Салла. Начато асфальтирование этой дороги, намечено восстановление ранее разобранный железнодорожной ветки, связывавшей Финляндию с Мурманской областью. Постановлением Администрации Мурманской области в 1994 году в западной части Кандалакшского района учрежден Государственный природный заказник "Кутса" площадью 52 тыс. га. Месторождение Нессе-Вара попало в площадь заказника.

3.5.2. Геологическое строение

В геолого-структурном плане Куолярвинский рудный район занимает площадь северной части Куолярвинской нижнепротерозойской синклинойной зоны и примыкающих к ней с севера и востока гнейсовых и гранито-гнейсовых образований Беломорского террейна (см. рис.2.20, рис.3.32). Хотя Пана-Куолярвинская структурная зона, являющаяся частью Северо-Карельского пояса карелид, территориально наполовину входит в состав Карелии, при геологическом обзоре мы ее рассматриваем как единую структуру. Протяженность зоны - более 100 км. В структурном плане она является фрагментом сложной синклинальной структуры, располагающейся как на российской, так и на финляндской территориях. Первые детальные сведения о геологии района приведены в работе финских геологов [Hackman, Wilkman, 1926, Вяюрюнен, 1959]. На территории Мурманской области представлена северная меридиональная часть Пана-Куолярвинской проторифтогенной зоны или так называемая Салла-Куолярвинская синформа. Большинство исследователей [Богданов, Воинов, 1962; Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Григорьева, 1967; Шуркин и др., 1974; Т.Ф.Негруца, 1979; Kulikov et al., 1980; В.З.Негруца, 1984; Геология Каре-

ли, 1987; *Вулканизм и седиментогенез ...*, 1987; *Воинов и др*, 1987; *Петров, Волошина*, 1987; *Гавриленко*, 1987; *Gaskelberg*, 1992; *Объяснительная записка ...*, 1994; *Пожиленко*, 2000] она рассматривается как нормально залегающая автохтонная часть Пана-Куолаярвинской структуры существенно ятулийско-людиковийского возраста, а финскими и некоторыми российскими геологами - как надвинутая аллохтонная пластина, представленная породами сумийского возраста [*Silvenneinen*, 1985; *Смолькин*, 1992; *Geological map ...*, 2001]. По данным финских геологов, U-Pb-возраст базальтовой дайки, секущей породы формации Салла (параллелизуемой с куолаярвинской свитой на российской территории), составляет 2383 ± 33 млн лет [*Manninen, Huhma*, 2001].

На основе структурно-тектонического районирования в пределах Куолаярвинского прогиба выделяются два яруса (рис.3.33).

Нижний ярус сложен олигоклазовыми гнейсогранитами беломорского и отчасти лопийского комплексов архея. Среди них встречаются небольшие тела амфиболитов и биотитовых гнейсов. Вся эта толща имеет в основном северо-западное простирание и смята в систему складок. Верхний ярус представлен карельским комплексом нижнего протерозоя. Между комплексами установлено отчетливое структурное, стратиграфическое и метаморфическое несогласие, которое в ненарушенном залегании фиксируется вдоль восточного крыла прогиба - на участках р.Теннийоки, оз.Кискинлампи, к северу от оз.Панаярви и т.д. Суммарная мощность осадочно-вулканогенных образований карельского комплекса достигает 5100 м. Не менее 80% объема супракрустальных образований занимают вулканы, петрохимическая характеристика которых приводится в работах [*Вулканы раннего ...*, 1980; *Смолькин*, 1992]. В разрезе Пана-Куолаярвинской структуры выделяются толщи сумийского, сариолийского, ятулийского и людиковийского горизонтов.

Существует несколько схем стратиграфического расчленения зоны [*Богданов, Воинов*, 1962; *Ахмедов, Воинов*, 1977; *Т.Ф.Негруца*, 1979; *Akhmedov et al.*, 1980; *Вулканизм и седиментогенез...*, 1987]. Общим в схемах является несомненное присутствие собственно ятулийских и перекрывающих их суйсарских образований. Сумийско-сариолийские образования надежно выделяются в Панаярвинской субширотной структуре. В разрезе Куолаярвинской части зоны (рис.3.34 и 3.35) выделяют три свиты - ниваярвинскую, соваярвинскую, куолаярвинскую (хосиярвинскую) [*Вулканизм и седиментогенез...*, 1987; *Мележик*, 1992]. Нижние уровни ниваярвинской свиты иногда выделяют в виде самостоятельной челозерской свиты. Они сложены полимиктовыми конгломератами, кварцитами и сланцами. Их мощность не превышает первых десятков метров. Ниваярвинская свита представлена двумя полными ритмами, включающими осадочные и вулканогенные горизонты. Нижний осадочный горизонт сложен граувакковыми метаалевролитами и метапсаммитами, нередко гематитсодержащими. Его мощность составляет 250-400 м. Нижний вулканогенный горизонт мощностью 260 м сложен амфиболитами и плагиороговообманковыми сланцами. Верхний осадочный горизонт представлен кварцитами и кварц-карбонат-серицитовыми сланцами. Его мощность 100-300 м. Верхний вулканогенный горизонт мощностью 500 м сложен метабазальтами. Для метаосадков вышележащей соваярвинской свиты характерно груборитмичное строение. В ней представлены снизу вверх: слюдисто-кварцевые сланцы, углеродистые метаалевропелиты и метапелиты с прослоями песчаных доломитов, граувакковые метапсаммиты, кварц-карбонат-хлорит-серицитовые сланцы. Характерно чередование прослоев углеродистых сланцев и доломитов. Мощность осадочной подсвиты от 250 до 1100 м. Вулканогенная подсвита мощностью 2100 м сложена покровами метавулканитов основного и среднего состава.

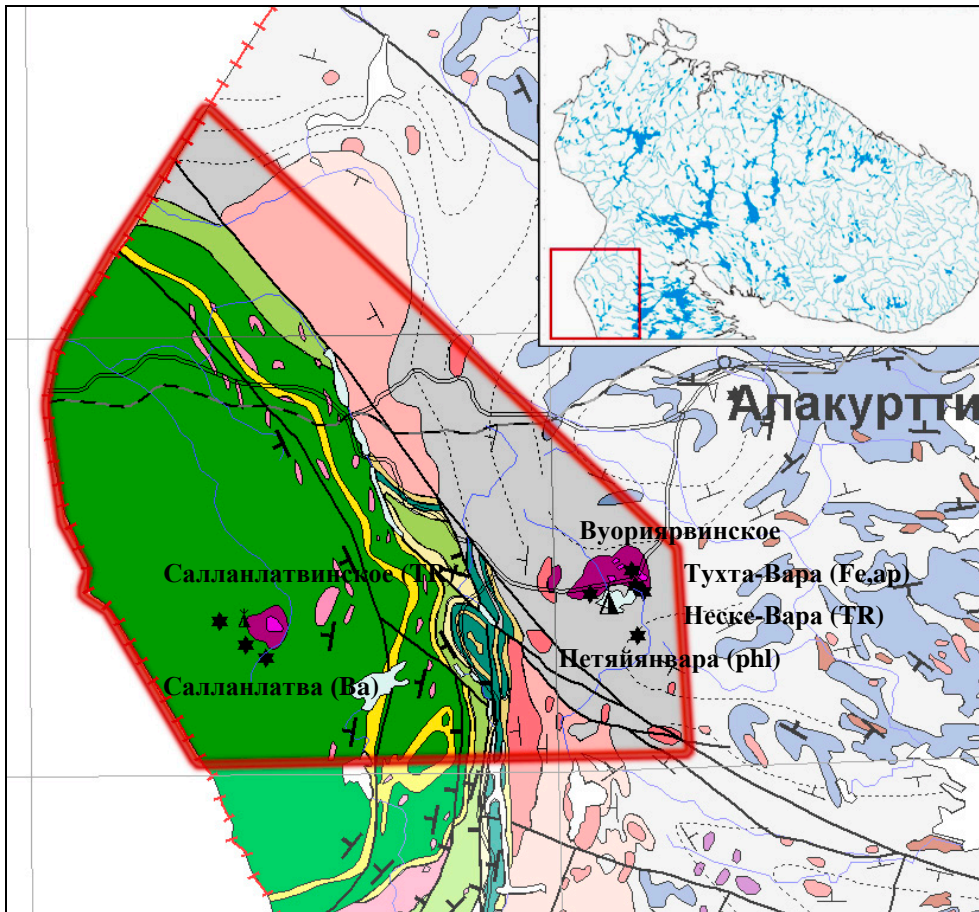


Рис.3.32. Куолярвинский рудный район (основные элементы легенды – см. Приложение 2)

В основании куолярвинской свиты залегают метаалевролиты, представленные кварц-биотитовыми сланцами. В породах этой части разреза нередко хорошо представлены осадочные текстуры, свидетельствующие об относительно мелководных и спокойных условиях осадконакопления в озерных бассейнах седиментации (рис.3.36). Метаалевролиты сменяются покровами метадиабазов, завершающими разрез первой осадочной подсвиты. Выше залегают полимиктовые конгломераты, цемент которых состоит из метасаммитов с пиритовой вкрапленностью. Они перекрываются мощной толщей метаэффузивов основного и среднего состава. Разрез свиты продолжают углеродсодержащие филлитовидные алевропелитовые сланцы и доломиты, перемежаемые вулканитами. Завершают разрез метапикритобазальты, метабазаальты и их туфы. Общая мощность куолярвинской свиты 2200 м.

В Куолярвинской структуре установлены красноцветная кварцит-карбонат-аркозавая, слабоуглеродистая терригенно-карбонатная, толеит-базальтовая и комагнитовая формации, по своему составу и строению отвечающие формациям активизированных платформ, и высокоуглеродистая кремнисто-карбонат-туфогенно-граувак-ковая формация, несущая черты достаточно активного режима [Углеродистые отложения ..., 1988]. На большей части площади Куолярвинской структуры породы характери-

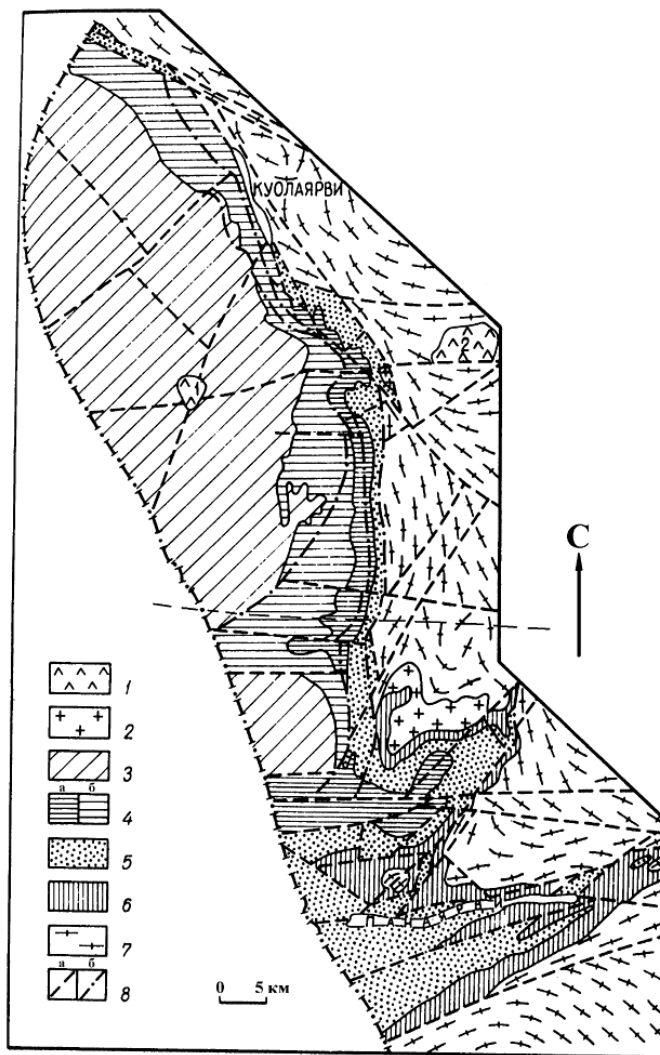


Рис.3.33. Геологическая схема Куолярвинской структуры карелид и ее обрамления, по Ю.С.Полеховскому и А.С.Воинову [Воинов и др., 1987]:

1 - массивы щелочно-ультраосновных пород с карбонатами палеозойского возраста: Салланлатва (1) и Вуориярви (2); 2 - плагиомикроклиновые граниты нижнего протерозоя; 3-6 - вулканогенно-осадочные образования карельского комплекса: 3 - ливвий; 4 - людиковий: осадочный комплекс, включая углеродистые туфы, туффиты (а); вулканогенный подкомплекс (б); 5 - ятулий; 6 - сариолий и сумий; 7 - архейские гранито-гнейсы фундамента; 8 - разрывные нарушения; крутопадающие (а) и пологопадающие (б)

зуются устойчивым меридиональным простиранием и падением на запад с углами 50-70°. Вблизи крупных разрывных нарушений углы падения возрастают. Наиболее пологим залеганием с углами 10-30° характеризуются породы верхне-

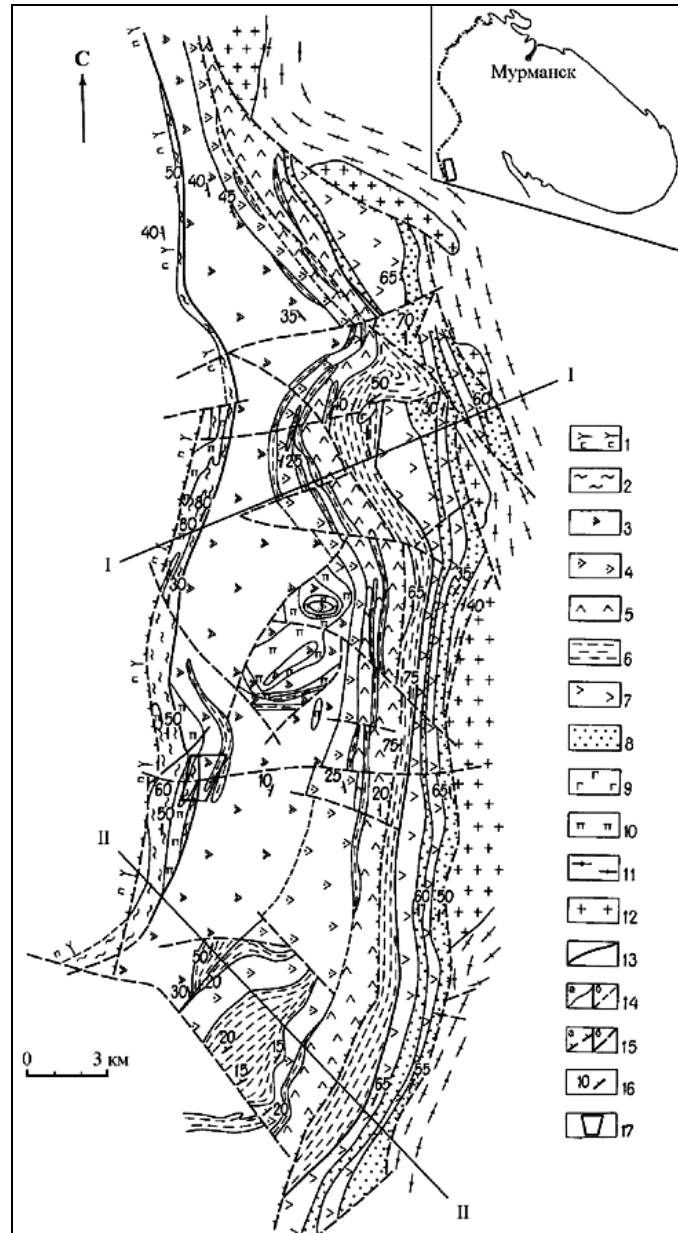


Рис.3.34. Геологическая карта центральной части Куолярвинской структурной зоны. Составлена В.А.Мележиком, А.А.Жангуровым, А.А.Басалаевым с использованием материалов геологических съемок ПГО "Севзапгеология", 1982:

1 - метакритобазальты верхнекуолярвинской подсвиты; 2 - туфогенные и карбонатные породы верхнекуолярвинской подсвиты; 3 - метаандезитобазальты нижнекуолярвинской подсвиты; 4 - metabазальты с подстилающими их линзами конгломератов нижнекуолярвинской подсвиты; 5 - метавулканогенные породы основного состава соваярвинской свиты; 6 - углеродистые туфогенные и карбонатные породы соваярвинской свиты; 7 - metabазальты ниваярвинской свиты; 8 - метапсаммиты ниваярвинской свиты; 9 - метагаббро; 10 - метапироксениты и метаперидотиты; 11 - гнейсограниты фундамента; 12 - микроклиновые граниты; 13 - границы раздела крупных циклов; 14 - границы пачек пород: а - установленные; б - предполагаемые; 15 - разрывные нарушения: а - установленные; б - предполагаемые; 16 - элементы залегания; 17 - район золотого рудопроявления Майское

соваярвинской подсвиты (см. рис.3.34). Сланцеватость в большинстве случаев простирается параллельно слоистости. В целом, осадочно-вулканогенные толщи имеют моноклинальное залегание, осложненное пологой складчатостью.

3.5.3. Магматизм

Наиболее древними интрузивными образованиями являются гранодиориты, тоналиты, плагииграниты, широко представленные в северо-восточной и юго-восточной частях Куолярвинского рудного района.

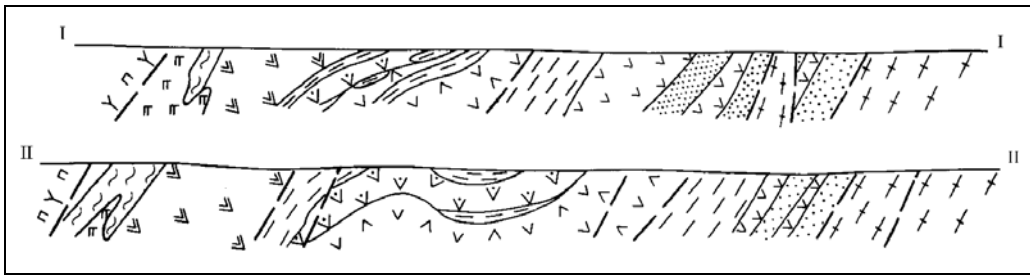


Рис.3.35. Геологические разрезы центральной части Куолярвинской зоны. Условные обозначения на рис.3.34

Они прорываются раннепротерозойскими лейкогранитами и гранодиоритами, распространенными в юго-восточной части района. Внутри самой синклинойной зоны широко представлены небольшие по размерам тела габбро, пироксенитов и перидотитов куолярвинского базит-гипербазитового комплекса [Лавров, 1979].

Завершают магматизм людиковийского времени дайки кварцевых габбро-диабазов. Самыми молодыми по возрасту являются палеозойские интрузии щелочно-ультрасосновного состава с карбонатами - Вуориярви и Салланлатва. Первая расположена в 15 км к востоку от границы Куолярвинской зоны, а вторая непосредственно на площади протерозойских супракрупальных пород (см. рис.3.33). Rb-Sr-возраст пироксенитов из массива Вуориярви 383 ± 7 млн лет; Rb-Sr-возраст карбонатов 375 ± 7 млн лет, а U-Pb-возраст бадделейта из карбонатов - 377 ± 4 млн лет [Деленицын и др., 2002]. Кроме этих двух щелочных массивов с карбонатами известны маломощные дайки щелочного состава.

Массив **Вуориярви** прорывает гнейсы и мигматиты беломорской серии, которые фенитизированы в ореоле мощностью - 100-3500 м. Площадь массива - 20 км², строение - зональное (рис.3.37). Центральная часть массива сложена гипербазитами, краевые части - щелочными породами. В восточной части массива широко развиты породы карбонатного комплекса, образующие жилы, штоки, штокверки и метасоматические залежи.

Ультрасосновные породы представлены оливинитами, пироксенитами и рудными пироксенитами с перовскитом и титаномагнетитом (в западной части массива). Щелочные породы представлены типичными интрузивными ийолитами и апогипербазитовыми метасоматитами - нефелинизированными и апатитизированными пироксенитами. Ийолиты слагают периферическую кольцевую зону массива мощностью 20-500 м. Состав их колеблется от ийолит-уртитов до ийолит-мельтейгитов. Нефелинизированные пироксениты образуют кольцевую зону переменной мощности (от первых метров до 500 м) на контакте ийолитов и пироксенитов. Апатитизированные пироксениты образуют серповидную зону мощностью до 300 м и протяженностью 3 км в западной части массива на контакте нефелини-

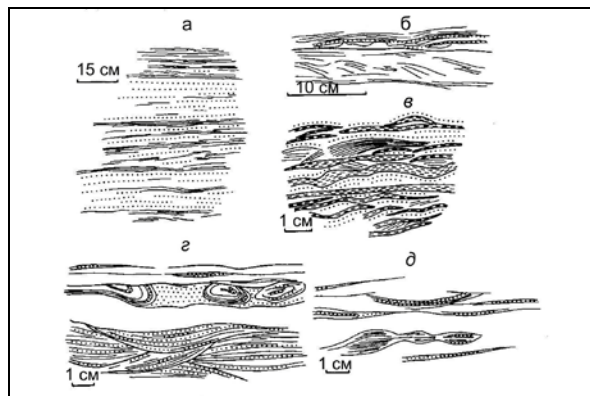


Рис.3.36. Слоистость граувакковых металевролитов нижнекуолярвинской подсвиты в районе оз.Хосиярви, по [Мележик, 1982]: а - горизонтальная прерывистая и пологая мелкосерийная косая слоистость; б-д - косая слоистость и слоистость ряби течения с элементами оползневых текстур

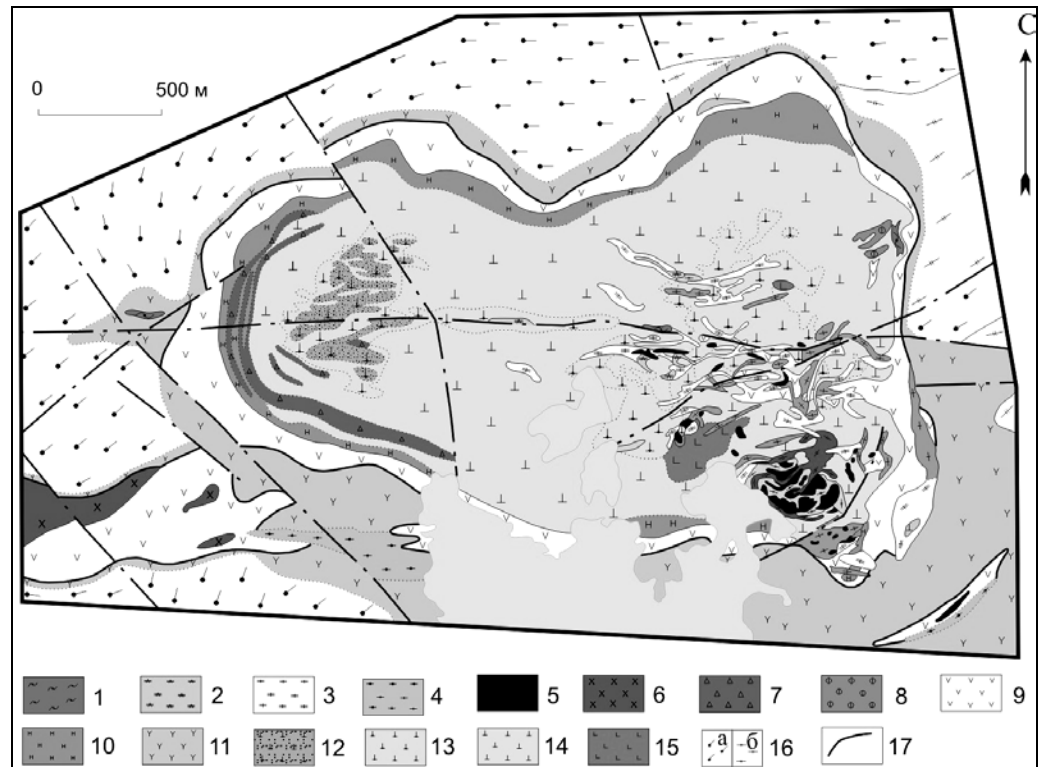


Рис.3.37. Схема геологического строения массива Вуориярви. [Мультимедийный справочник ..., 2001, Субботин, 1990]:

1 - доломитовые карбонаты; 2 - рихтерит-кальцитовые карбонаты с пирохлором; 3 - тетраферрифлогопит-кальцитовые карбонаты с гатчеттолитом, пирохлором, циркелитом; 4 - диопсид-флогопит-кальцитовые карбонаты; 5 - апатит-форстерит-магнетитовые руды (фоскориты) с кальцитом, бадделеитом, гатчеттолитом, пирохлором; 6 - сиениты; 7 - апатит-силикатные руды; 8 - флогопитовые руды; 9 - ийолиты; 10 - нефелин-пироксеновые породы; 11 - фениты и фенитизированные гнейсы; 12 - перовскит-титаномагнетитовые руды; 13 - пироксениты рудные с перовскитом и титаномагнетитом; 14 - пироксениты и слюдяно-пироксеновые породы по пироксенитам и оливинитам; 15 - оливиниты; 16 - породы вмещающего комплекса: а - гнейсы; б - гранито-гнейсы; 17 - разрывные нарушения

зированных и обычных пироксенитов. Количество апатита в них составляет в среднем 3-4%.

Салланлатвинский массив прорывает вулканы пикритобазальтового состава куолярвинской свиты. Он является многофазной интрузией центрального типа (рис.3.38). Площадь массива 4.2 км². Щелочные породы нефелин-пироксенового состава представлены ийолитами, мельтейгитами, урритами, ийолит-пегматитами. Они слагают 83% площади массива. Содержание Р₂О₅ в щелочных породах обычно не превышает 0.1-1.0%. Карбонаты образуют шток площадью 0.72 км² в

самом центре интрузии ийолитов. Падение контактов штока с ийолитами направлено к центру массива под углами 60-80°.

3.5.4. Тектоника

Пана-Куолярвинская синклиновая зона разбита серией субмеридиональных и субширотных конседиментационных разломов (см. рис.3.33, 3.34). Субмеридиональные нарушения маркируют, как правило, границы осадочных и вулканогенных толщ. К главным системам разломов в меридиональной части структуры относятся Апяярвин-

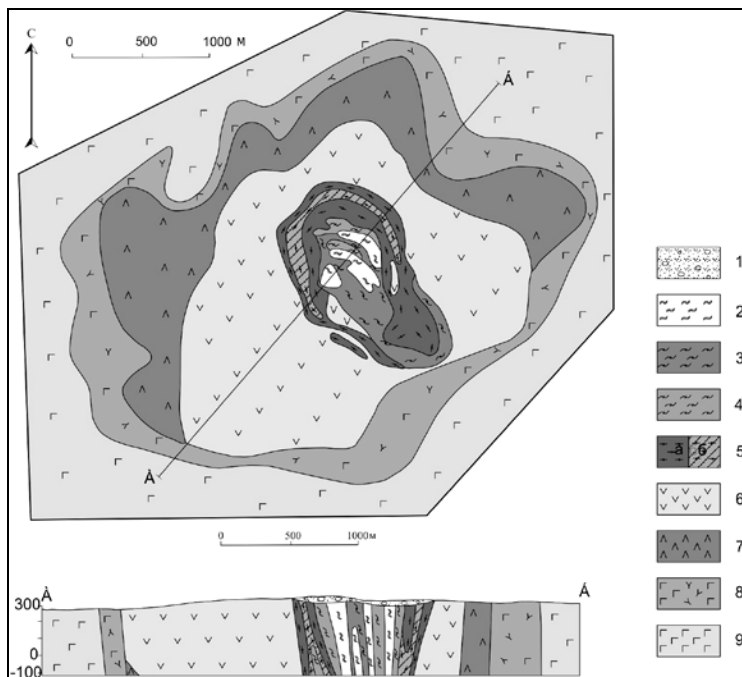


Рис.3.38. Схема геологического строения и геологический разрез массива Салланлатва [Мультимедийный справочник ..., 2001, Субботин]:

1 - коры выветривания; 2 - анкерит-сидеритовые карбонаты с баритом; 3 - анкерит-доломитовые карбонаты с баритом и магнетитом; 4 - магнетит-доломитовые карбонаты; 5 - флогопит-кальцитовые карбонаты: а - слабородные; б - обогащенные луешитом и тирохлором; в - ийолиты; 7 - мельтейзиты; 8 - фенитизированные метакритобазальты; 9 - метакритобазальты

ская, Курсуярвинская и Нуоккаярвинская зоны разломов. Восточная граница зоны с кольско-беломорским комплексом и лейкократовыми позднеархейскими гранитами тектоническая. Она трассируется большим числом вытянутых в меридиональном направлении озер. Внутри структуры картируются несколько дугообразных надвигов. Щелочно-ультраосновные интрузии зонально-концентрического строения приурочены к узлам пересечения мелких нарушений северо-западного и северо-восточного направлений. Интрузии базит-гипербазитов куолярвинского комплекса, в основном, трассируют разрывные нарушения северо-восточного простирания.

По предложенной В.П.Петровым и З.М.Волошиной [1987] схеме, в раннепротерозойском геотектоническом развитии Пана-Куолярвинской зоны выделяются три глав-

ных этапа. Ранний, сумийский, характеризовался тафrogenным режимом. Следующий этап включает время формирования толщ сариолия, ятулия, людиковия и характеризуется режимом развития изолированных мульдообразных прогибов. Третий этап, включающий людиковийскую и более позднюю стадию раннепротерозойского периода, условно рассматривается как субгеосинклинальный, с учетом общего прогибания зоны и прилегающих районов, последующей складчатости, интенсивного проявления микроклиновых гранитов в краевой части зоны, прогрессивного метаморфизма, формирования структурно-метаморфической зональности и гранитоидного магматизма.

3.5.5. Метаморфизм

Породы комплекса основания и разнообразные гранитоиды района метаморфизованы в амфиболитовой фации. Для пород куолярвинского комплекса характерна метаморфическая зональность [Воинов, 1964; Петров, Павлов, 1980; Воинов и др., 1987; Волошина, Петров, 1987; Петров, Волошина, 1987; Петров, 1999]. Выявлено, что степень метаморфизма возрастает от осевой части прогиба на восток от биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации до амфиболитовой фации. Характерной особенностью парагенезисов эпидот-амфиболитовой фации является широкое распространение биотита. На уровне эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций отмечается изобарический характер метаморфизма. В зонах бластомилонитов и расщепления постоянно фиксируется скаполит. На регрессивной стадии метаморфизма ши-

роко проявлены биотитизация, карбонатизация, хлоритизация, тремолитизация и окварцевание [Полеховский и др., 1984; Жангуров, 1984]. Структура полей развития метасоматитов определяется сочетанием пластинообразных тел с утолщениями, раздувами, отвечающими участкам повышенной мощности с наиболее полно проявленной метасоматической зональностью. Они строго приурочены к зонам продольных и диагональных дизъюнктивов различной морфологии (сбросы, сбросо-сдвиги, надвиги и др.). Устанавливается общая регрессивная направленность метаморфических и метасоматических процессов после формирования метаморфической региональной зональности. Возраст щелочно-карбонатных метасоматитов соответствует интервалу 1800-1750 млн лет, что отвечает орогенному этапу развития раннепротерозойского прогиба [Полеховский и др., 1984]. К этому же периоду относится внедрение микроклиновых гранитов в краевой части зоны.

3.5.6. Полезные ископаемые

Комплекс полезных ископаемых Куолаярвинского рудного района определяется, в первую очередь, металлогенической специализацией щелочно-ультраосновных интрузий с карбонатитами. В массиве Вуориярви сосредоточены три месторождения (см. рис.3.37). В северо-восточной части массива в слюдяно-пироксеновых породах локализовано несколько участков гигантозернистых пород с крупнопластинчатым флогопитом - месторождение Петяйянвара, близкое по типу флогопитовому месторождению в массиве Ковдор.

В юго-восточной части массива находится месторождение апатит-магнетитовых руд и карбонатитов с гатчеттолитом и бадделеитом (Nb, Ta и Zr) - **Тухта-Вара**. Оно представляет собой рудно-карбонатитовую трубку, сопровождающуюся саттелитами такой же морфологии. Структурная позиция месторождения определяется приуроченностью к контактной зоне кольцевой интрузии ийолитов с пироксенитовым ядром массива [Субботин, 1990].

На участке Неске-Вара (рис.3.39), помимо апатит-магнетитовых руд, присутствует несколько типов редкометалльных руд с Nb, Zr, Ta - гатчеттолитовые, пирохлоровые, циркелит-пирохлоровые. Этот участок выделяется как самостоятельное **месторождение Неске-Вара**. Оно расположено в субширотной зоне разлома, проходящей вдоль длинной оси массива Вуориярви, чуть севернее месторождения Тухта-Вара. Наиболее распространенным природным типом Ta-Nb-руд являются гатчеттолит- и пирохлорсодержащие кальцитовые карбонатиты. Они локализованы в пироксенитах ядра массива в полосе субширотного простирания протяженностью более 2 км и шириной 1 км [Капустин, 1975; Солопов, 1978; Солопов, Бичук, 1978; Бичук, 1981]. По мнению В.В.Субботина [1990], основанном на детальном морфоструктурном анализе и минералогических исследованиях, оба редкометалльных месторождения - Тухта-Вара и Неске-Вара - генетически близки в рамках единой тектономагматической структуры центрального типа массива Вуориярви. В пределах месторождения Неске-Вара на площади 2.9 км² выявлено 45 рудных тел, обогащенных пирохлором и сложенных кальцитовыми карбонатитами, реже - апатит-магнетитовыми рудами. Форма тел жильная, линзовидная, трубообразная, воронкообразная. Падение их преимущественно крутое, либо под углами 40-80° в сторону апатит-магнетитового месторождения Тухта-Вара. Породы и руды карбонатитовой серии представлены:

- 1 - кальцит-apatит-форстерит-магнетитовыми рудами с гатчеттолитом, пирохлором, бадделеитом, циркелитом;
- 2 - диопсид-флогопит-кальцитовыми карбонатитами с форстеритом, магнетитом, дизаналитом, шорломитом (промышленных концентраций редких металлов не содержат);
- 3 - форстерит-флогопит-диопсид-кальцитовыми карбонатитами с магнетитом, бадделеитом, гатчеттолитом;
- 4 - рихтерит-кальцитовыми карбонатитами с тетраферрифлогопитом, пирохлором;

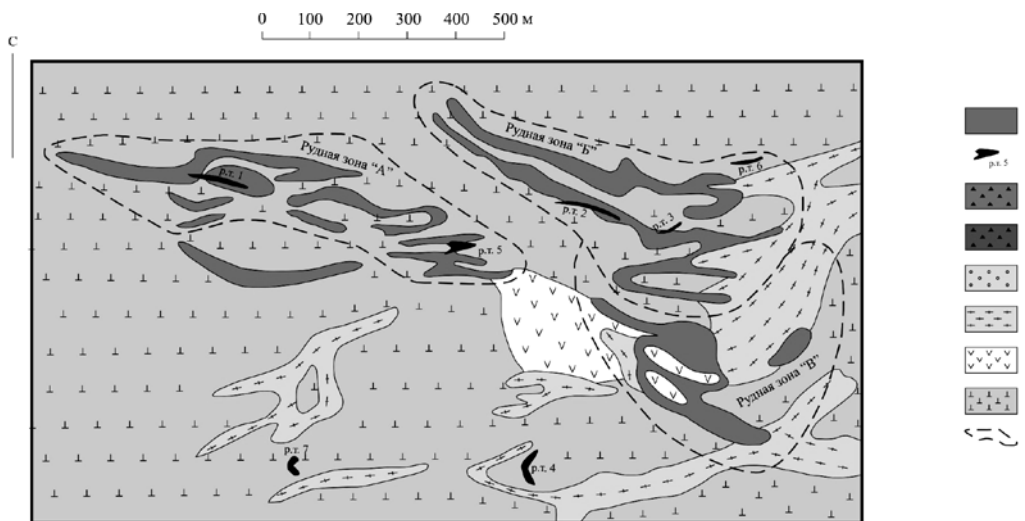


Рис.3.39. Схематическая геологическая карта редкометалльного месторождения Неске-Вара [Мультимедийный справочник ..., 2001, Б.В.Афанасьев]:

1 - редкометалльные карбонатиты; 2 - богатые пироксировые руды; 3 - апатит-магнетитовые руды с рядовым редкометалльным обогащением; 4 - апатит-магнетитовые руды с рядовым редкометалльным обогащением; 5 - редкометалльные флогопит-гумитовые породы; 6 - кальцитовые карбонатиты; 7 - ийолиты; 8 - пироксениты; 9 - контуры рудных зон

5 - доломитовыми карбонатитами с анкилитом-(Се), бурбанкином, сфалеритом (промышленных концентраций Nb и Ta не содержит).

По содержанию ниобия выделяются рядовые (0.22% Nb₂O₅) и богатые (0.5-0.9% Nb₂O₅) руды. И те, и другие по соотношению ниобия и тантала подразделяются на гатчеттолит-пироксировые и пироксировые руды. Рядовые руды представлены главным образом гатчеттолит- и пироксидсодержащими кальцитовыми карбонатитами. Главными концентраторами Nb и Ta в карбонатитах, как и в апатит-магнетитовых рудах, являются пироксид и его обогащенная ураном и танталом разновидность - гатчеттолит.

При обогащении руд месторождения получают редкометалльные концентраты (гатчеттолитовый и пироксидовый) и попутно - апатитовый и магнетитовый.

В массиве Салланлатва (см.рис.3.38) известно 3 рудопроявления: вермикулитовое, редкометалльное и баритовое. По минеральному составу карбонатиты массива подразделяются на четыре основных типа, соответствующие последовательным стадиям формирования карбонатитового штока [Серба, 1962; Субботин, Суб-

ботина, 1990]. Кальцитовые карбонатиты слагают периферическую зону карбонатитового штока. Редкометалльные кальцитовые карбонатиты образуют серповидную зону в краевой части северо-западной половины ядра мощностью в плане 40-90 м при протяженности около 1.5 км. Редкометалльные зоны в карбонатитах не имеют геологических границ, однако, переход от безрудных кальцитовых карбонатитов к карбонатитам с промышленными концентрациями луешита и пироксидов, как правило, резкий. Карбонатиты трех более поздних стадий различаются лишь главными породообразующими карбонатами. Это магнезит-доломитовые, анкерит-доломитовые и анкерит-сидеритовые карбонатиты. Анкерит-сидеритовые карбонатиты (главный тип баритовых руд) образуют три пространственно разобщенные залежи, расположенные в самом центре карбонатитового штока. Самая крупная имеет протяженность 350 м при мощности 70 м. По своему генезису эти карбонатиты являются метасоматическими образованиями. Среднее содержание барита 15-20%. Кроме карбонатитов, выполняющих основной объем ядра массива, в его слож-

нии участвуют флогопит-кальцит-франколитовые породы, пространственно приуроченные к краевым зонам кальцитовых карбонатитов, эксплозивные карбонатитовые брекчии и карбонатно-хлоритовые породы.

По особенностям формирования и вещественному составу карбонатиты массива Салланлатва не имеют аналогов в Карело-Кольском регионе. Перечислим основные из них.

1. Типоморфным минералом ранних кальцитовых карбонатитов является редчайший минерал – луешит, присутствующий в них наряду с пироксеном.

2. В составе кальцитовых карбонатитов практически отсутствуют такие типичные для карбонатитов других массивов минералы, как апатит, оливин, пироксен, амфиболы. Вместо них широким распространением пользуются карбонат-апатит, хлорит и флогопит. Объясняется это, по-видимому, относительно более низкими температурами формирования кальцитовых карбонатитов Салланлатвы.

3. Поздние магнезиально-железистые карбонаты ряда доломит-анкерит и магнезит-сидерит, слагающие в других массивах Кольского полуострова лишь маломощные жилки, здесь образуют крупные карбонатитовые тела в центре ядра. Наиболее поздние анкерит-доломитовые и анкерит-сидеритовые карбонатиты несут баритовое оруденение.

4. В формировании карбонатитового штока большую роль играли взрывные явления. Обилие карбонатитовых эксплозивных брекчий разных стадий, а также сходство геологического строения и морфологии карбонатитового штока с ядрами известных карбонатитовых вулканов свидетельствуют о том, что ядро массива может являться жерлом палеозойского вулкана, эродированного на небольшую глубину [Субботин, Субботина, 1990].

Коры выветривания закрывают почти сплошным чехлом весь карбонатитовый шток массива Салланлатва, отсутствуя лишь на юго-восточных его флангах. По составу выделяются три типа кор выветривания: железистоокисные охры (барит-лимонитовые руды); существенно карбо-

натные коры на кальцитовых карбонатитах; коры на измененных ийолитах и карбонатно-хлоритовых породах. Железистоокисные охры образуют плащеобразную залежь, по форме близкую к изометричной, в северо-западной половине ядра. Залегает она, главным образом, на поздних карбонатитах. Размер залежи в плане 0.5×0.7 км. Мощность кор колеблется в пределах 3-32 м, достигая наибольших величин в самом центре штока. Содержание барита варьирует в пределах 5-25%, Fe_{общ.} - 11-39%. Дресвянистые коры на кальцитовых карбонатитах и измененных ийолитах, несмотря на значительную мощность (до 51 м), практического значения не имеют.

Редкометалльные разности кальцитовых карбонатитов являются ниобиевой рудой, обогащенные баритом анкерит-доломитовые и анкерит-сидеритовые карбонатиты, а также коры выветривания по ним - баритовой рудой. Главными полезными компонентами редкометалльных карбонатитов являются луешит и пироксен, сопутствующим - магнетит. Суммарное содержание луешита и пироксена в рудах составляет в среднем 0.25-0.30%. Основным минералом-концентратом ниобия является луешит. Он преобладает над пироксеном в соотношении 2:1-3:1. По химическому составу он характеризуется высоким содержанием Nb₂O₅ (67-71%), имеет примеси железа, кальция, тантала, титана и редких земель. Главную ценность в массиве Салланлатва имеют баритовые руды, связанные с поздними карбонатитами - доломит-анкеритовыми с баритом и анкерит-сидеритовыми с баритом. Они попутно содержат редкие земли и Nb.

С доледниковой корой выветривания щелочных пород связано проявление вермикулитовых руд, представленное в различной степени разрушенными (до землистой массы) и измененными породами. **Салланлатвинское рудопроявление вермикулитовых руд** находится в северо-западной части ядра массива. Вермикулитовая минерализация приурочена к приконтактной зоне щелочных пород (ийолитов и ийолит-уртитов) и карбонатитов. Мощность полосы в щелочных породах составляет до 130-150 м, а в

карбонатитах - 50-60 м. Длина залежи - до 1.0 км. Зона вермикулитизации прослежена на глубину в среднем 35 м.

Определенные перспективы Куолярвинского рудного района связываются с наличием золотых проявлений в пределах Куолярвинской структуры. На самом юге района, на границе с Карелией, находится **Майское рудопроявление** [Gavrilenko et al., 1999]. Оно представлено двумя субпараллельными кварцево-жильными зонами северо-восточного простирания. Их протяженность свыше 2.5 км при мощности зон 50-100 м, а мощности самих жил 4-6 м. На глубину они прослежены до 300 м. Кварцево-жильные зоны представляют собой разлинзованные стволые жилы. Рудопроявление относится к малосульфидному золотокварцевому типу. В продуктивной ассоциации самородному золоту сопутствуют галенит, сфалерит, алтаит, теллурувисмутит [Гавриленко, Реженова, 1987]. К-Ag-датировки по биотитам из экзоконтактовых пород попадают в интервал 1.6-1.8 млрд лет, а Rb-Sr-изохронный возраст слюды составил 1610 ± 30 млн лет [Вольфсон и др., 2000]. Проведенное в 1991 г. исследование изотопного состава свинца из сульфидных минералов рудной зоны и вмещающих интрузивных пород (21 образец из коллекций Б.В.Гавриленко и В.Ф.Смолякина, аналитик Г.И.Рюнгенен) показало, что Pb-Pb-изохронный возраст равен 2520 ± 50 млн лет. Близкий модельный возраст свинца $2538-2615$ млн лет был получен позднее сотрудниками ИГЕМ РАН [Вольфсон и др., 2000]. Он совпадает со временем заложения Пана-Куолярвинского прогиба и значительно древнее возрастного предела рудообразующего процесса, оцениваемого в 1.6 млрд лет. Содержание золота в рудных

столбах достигает сотен граммов на тонну. На территории Куолярвинской структурно-формационной зоны известно значительное число точек с золотой минерализацией, но богатых золотом новых кварцевых жил пока не обнаружено.

Значительная часть углеродистых осадков соварвинской свиты может использоваться в качестве шунгизитового сырья. Известны проявления магнезита и горшечного камня. Проводившиеся в начале 70-х годов поиски никеля в гипербазитах куолярвинского интрузивного комплекса не дали положительных результатов. Значительное количество кварцевых жил представляет собой объект на кварц для плавки и электронной промышленности. На территории Куолярвинского района в зонах альбитизации известны проявления урана непромышленного значения.

3.5.6. Перспективы освоения

Необходимость в обеспечении буровых работ баритовым утяжелителем определяет в ближайшие годы использование баритовых руд массива Салланлатва. Это особенно важно в связи с расширением работ по разведке газоконденсатных и нефтегазовых месторождений на шельфе Баренцева моря. Трест "Арктикморнефтегазразведка" дал положительную оценку качества барит-сидеритового концентрата для буровых работ. В значительной мере освоение минеральных месторождений района может зависеть от функционирования транспортной артерии, связывающей его с Финляндией и создания крупного туристического центра.

3.6. Мурманский рудный район

3.6.1. Географо-административное положение

Мурманский рудный район расположен на севере и северо-востоке Мурманской области (см. рис.2.1). В административном плане он относится к Печенгскому, Кольскому, Североморскому и Ловозерскому районам (см. рис.2.3). Его северная сухопутная граница совпадает с береговой линией Баренцева и Белого морей, а южная протягивается от оз.Кядельявр через Кольский залив севернее г.Мурманск, оз.Лявозеро, верховья р.Ачерйок до устья р.Поной. Ориентировочная площадь составляет 25-26 тыс. км². Рельеф слабохолмистый, с понижением к берегам морей. В морфологическом плане на площади района преобладает комплекс неглубоко врезанных (десятки метров) сглаженных (увалистых) форм расчленения равнин (см. рис.2.19). Основные высоты - 100-200 м. Самая высокая точка - гора Дальняя (388 м). Значительная часть территории занята болотами. Наиболее крупные водные артерии - реки Ура, Териберка, Воронья, Рында, Иоканьга, Лумбовка, Поной. Район расположен в тундровой зоне. Климат субарктический, в южных районах - континентальный.

Через территорию района проходят железная дорога и шоссе Санкт-Петербург - Мурманск - Североморск, участки шоссейных дорог Полярный - Ура-губа и Мурманск - пос.Серебрянский (на р.Воронья). Далее на юго-восток дороги отсутствуют. Населенные пункты сосредоточены в западной части района и по побережью Баренцева и Белого морей. Это города Североморск, Снежногорск, Полярный, поселки Териберка, Туманный, Дальние Зеленцы, Харловка, Варзино, Дроздовка, Островной, Иоканьга, Лумбовка, Поной, Корабельное. Практически на границе с районом находится областной центр - г.Мурманск - крупный центр рыбоперерабатывающей и легкой промышленности. На реке Воронья нахо-

дятся две гидроэлектростанции. На морском побережье развит лов семги.

3.6.2. Геологическое строение

В геолого-структурном плане Мурманский рудный район представлен в основном Мурманским террейном или доменом (Приложение 1). Нарушения северо-восточного простирания делят его на Титовский, Териберский, Иоканьгский и Качковский сегменты, различающиеся по глубинному строению, составу слагающих пород и положению в них граничных поверхностей Мохоровичича (М) и Конрада [Ветрин, 1984]. Мурманский террейн отделен от контактирующих с ним Центрально-Кольского и Кейвского террейнов зонами глубинных разломов.

Все три террейна характеризуется индивидуальными особенностями состава слагающих их пород, приповерхностного и глубинного строения, магматизма, геодинамики и истории развития. Согласно геофизическим данным [Цирульникова и др., 1968; Литвиненко и др., 1968; Поротова, Болгурцев, 1971, Эволюция ..., 1987; Сейсмогеологическая ..., 1998], Мурманский террейн имеет несколько большую мощность кристаллического слоя (34-36 км), чем Центрально-Кольский (до 34 км) и отделяется от последнего валлообразным поднятием поверхности М, протягивающимся на глубине согласно разделяющему их разлому. Поверхность Мохо под Кейвским террейном выделяется на глубине 30-32 км. Еще большее различие наблюдается в отношении мощностей "гранитного" к "базальтовому" слою, которое для Мурманского террейна равно 1.1, для Центрально-Кольского - 1.5, а для Кейвского - около 0.2. При этом мощность "гранитного" слоя Мурманского террейна по его простиранию с северо-запада на юго-восток сокращается от 15 до 3-4 км, а мощность "базальтового" соответственно увеличивается до 30 км. Пониженное, по сравнению с Центрально-Кольским террейном, неоднородное и переменное по

характеру магнитное поле Мурманского террейна отличается развитием крупных магнитных аномалий северо-западного простирания, осложненных локальными максимумами различной ориентировки. Различие в ориентировке мелких максимумов магнитных аномалий отчетливо подчеркивает закономерную смену структурного плана от Мурманского террейна к Центрально-Кольскому. При общем северо-западном простирании структур в Мурманском террейне отмечаются их северо-восточные и меридиональные простирания, связанные с его чешуйчато-купольным строением [Милиц и др., 1980]. Центрально-Кольскому террейну свойственны преимущественно северо-западные ориентировки изоклинально-чешуйчатых структур [Баржицкий, 1988].

В развитии супракратальных образований террейнов (объем, состав) с севера на юг обнаруживается отчетливая формационная зональность. В Мурманском террейне крайне непредставительно развиты кристаллосланцы, амфиболиты, биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсы, представленные мелкими телами среди преобладающей массы гранитоидов. Они располагаются в виде узкой оторочки по краям миндалевидного в плане тела Мурманского террейна, центральную часть которого занимают гранитоиды. Анализ распространенности ультраметаморфических явлений и регионального метаморфизма также обнаруживает их зональный характер. Если в Мурманском террейне гранитизация и мигматизация гомогенизируют практически весь объем пород, то в Центрально-Кольском террейне они наиболее интенсивно проявлены

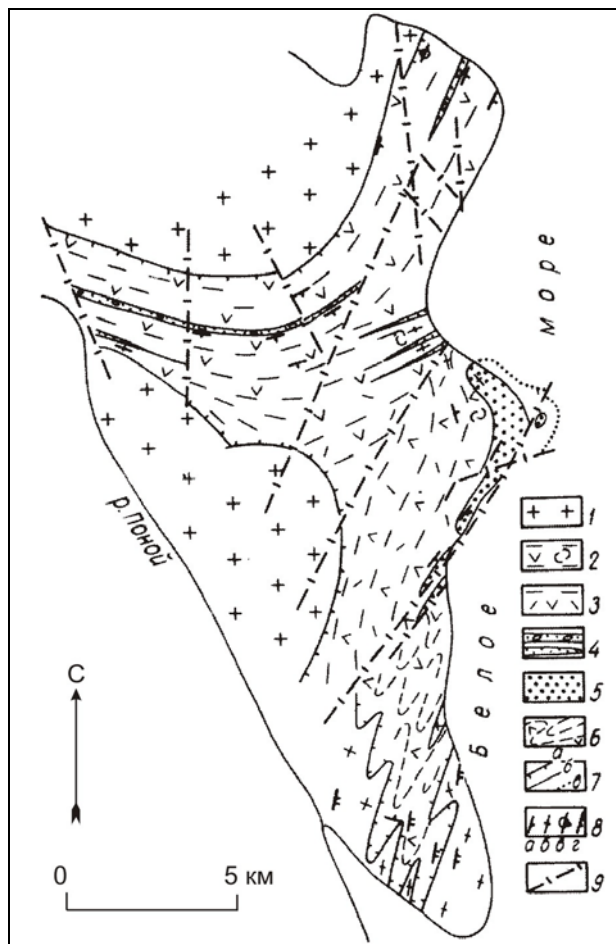


Рис.3.40. Геолого-структурная схема строения Усть-Понойской структуры [Борисов, 1984]:

1 - докарельские граниты и гранито-гнейсы; 2 - метавулканы преимущественно основного, реже ультраосновного и средне-кислого состава, часто с шаровой отдельностью и структурные линии их простирания; 3 - толща переслаивания метавулканитов среднего, кислого и основного состава с линзами туфов, конгломератов, туффитов и сланцев; 4 - горизонты и линзы терригенных и терригенно-карбонатных пород, конгломератов, песчаников, известняков; 5 - терригенные розовые и серые кварциты с косою слоистостью; 6 - метавулканы основного и средне-кислого состава восточного крыла, смятые в изоклинальные складки; 7 - геологические границы карельских образований: а - тектонические; б - установленные согласные; в - предполагаемые; 8 - элементы залегания слоистости: а - нормальные; б - вертикальные; в - опрокинутые; з - рассланцованные; 9 - тектонические нарушения

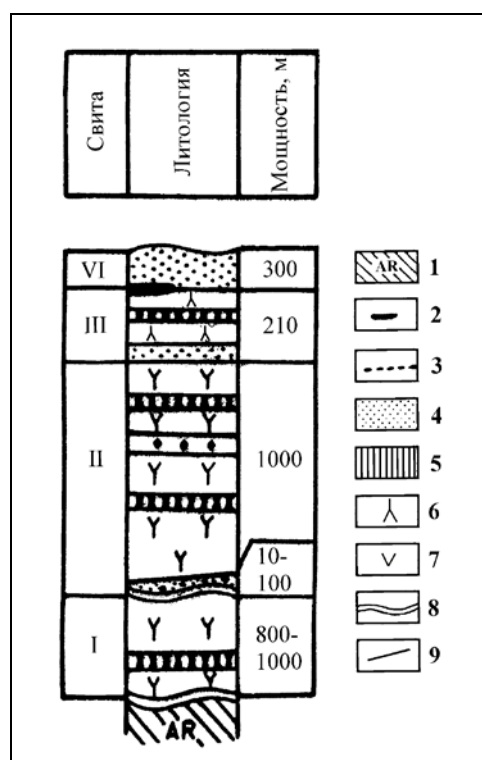


Рис.3.41. Стратиграфическая колонка Усть-Понойского комплекса [Geology of..., 1995]:

1 - граниты и гранитогнейсы фундамента; 2 - коры выветривания; 3 - конгломераты и туфоконгломераты; 4 - граувакки и кварциты; 5 - метапикрито-базальты; 6 - метаандезиты и метаандезито-базальты; 7 - metabазальты; 8 - структурные несогласия; 9 - стратиграфические границы

в линейных зонах северо-западного простирания.

Преобладающая часть территории Мурманского террейна сложена гранитоидами архейского возраста [Гранитоидные формации ..., 1978; Ветрин, 1979, 1984]. Среди гранитоидов выделены формации тоналитовых гнейсов и плагиогранитов, диоритов-плагиогранитов, эндербитов-гранитов, палингенно-метасоматических гранитов и субщелочных рапакивиобразных гранитов. Ограниченное распространение в пределах восточной части района имеют гранитоиды раннепротерозойской формации лей-

кократовых гранитов-аляскитов, приуроченных к поздним разрывным нарушениям.

Породы метаморфизованного супракрустального комплекса в восточной части террейна закартированы восточнее мыса Святой Нос, где они образуют широкую дугообразную полосу амфиболитов, биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов [Ветрин, 1979; Вулканыты раннего ..., 1980]. В составе нижней толщи, имеющей мощность около 1.5-2.0 км, преобладают биотитовые гнейсы и их гранитизированные разновидности, приуроченные к ядерным частям антиклинальных складок. На биотитовых гнейсах согласно залегает толща амфибол-биотитовых гнейсов мощностью 1.0-1.5 км, в ряде случаев слагающих крылья антиформных структур. На самом северо-западе, в районе Ура-губы известны небольшие выходы метакоматиитов, конгломератов и метавулканитов кислого состава (раздел 3.7), аналогичных таковым в зоне Колмозеро-Воронья. Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации [Борисова и др., 1991].

Раннепротерозойские осадочно-вулканогенные образования в юго-восточной части Мурманского террейна выполняют Усть-Понойский синклиорий (рис.3.40). Его слагают породы орловской, русингской, евстифеевской и трехостровской свит [Объяснительная записка..., 1994]. Нижняя орловская свита с угловым несогласием налегает на породы гранитного фундамента (рис.3.41). В метавулканитах основного состава отмечаются окатанные обломки плагиомикроклиновых гранитов [Мирская, 1971; Борисов, 1984]. Мощность толщи до 1000 м. В русингской свите выделяется нижняя осадочная подсвита, сложенная туфоконгломератами (мощность до 100 м), и верхняя вулканическая подсвита, сложенная преимущественно метадиабазами и метапорфиритами с редкими прослоями метапикриобазальтов и метаандезито-дацитов (мощность до 1000 м). Нижняя часть евстифеевской свиты сложена двумя пачками аркозовых метапсаммитов, метаалевропелитов и

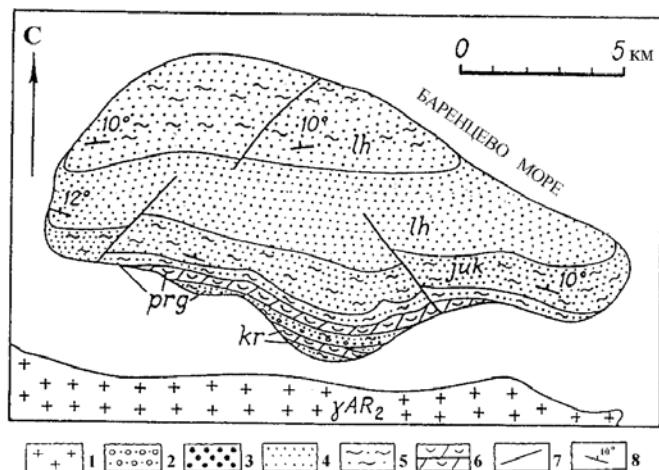


Рис.3.42. Геологическая схема острова Кильдин [Geology of..., 1995]:

1 - гранитоиды Мурманского террейна; 2 - конгломераты и конгломерато-брекчии; 3 - олигомиктовые кварцевые песчаники; 4 - аркозовые и полимиктовые песчаники; 5 - алеволиты и алевроглинистые сланцы; 6 - строматолитовые доломиты и известняки; 7 - разрывные нарушения; 8 - элементы залегания слоистости

карбонатных пород (суммарная мощность до 110 м), а верхняя - преимущественно вулканогенными породами кислого и среднего состава (мощность свыше 100 м). Завершают разрез протерозойского комплекса породы трехостровской свиты, сложенной преимущественно терригенными кварцитами с прослоями конгломератов (неполная мощность 300 м). Метавулканические породы Усть-Понойского синклиория прорываются субвулканическими телами габбро-диабазов. Наиболее молодыми из докембрийских стратифицированных пород являются красноцветные песчаники, гравелиты и конгломераты терской свиты гиперборейской серии [Геология СССР..., 1958]. Они установлены в виде отдельных изолированных выходов в районе губы Ивановской, п-ова Святой Нос и губы Орловки и с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на породах кристаллического основания. Кроме того, территориально в Мурманский рудный район входит остров Кильдин (Приложение 1), в строении которого принимают участие отложения коровинской, пригонной, южнокильдинской и лихринской свит (рис.3.42). Со-

гласно ранее опубликованным данным [Келлер, Соколов, 1960; Негруца, 1971; Рагозина, 1971; Сергеева, 1973; Крылов, Любцов, 1976; Lyubtsov et al., 1990; Lyubtsov et al., 2000] и стратиграфической схеме, представленной на геологической карте Кольского полуострова [Объяснительная записка ..., 1994; Геологическая карта ..., 1996], они имеют верхнерифейский возраст, подтверждаемый в основном палеонтологически. Отложения коровинской свиты относятся к карбостромовой формации, а все вышележащие отложения - к красноцветной эвапоритовой формации [Сергеева, 1973; Рагозина, Стёпкин, 1978].

Четвертичные отложения практически отсутствуют на побережье Баренцева моря, где преобладают скалистые выходы архейских гранитоидов. На большей части площади Мурманского рудного района распространены гравийно-песчаные морены. В западной части встречаются конечные морены, друмлины, озы, флювиогляциальные дельты, краевые гряды из сортированного материала. К востоку возрастает количество торфяников [Четвертичные отложения ..., 1993].

3.6.3. Магматизм

В современном эрозионном срезе породы формации тоналитовых гнейсов-плагиогранитов образуют южные и центральные части Териберского и Иоканьского сегментов. Для них свойственно северо-западное простирание. Гранитоиды представлены биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсовидными, местами полосчатыми плагиогранитами, тоналитами и кварцевыми диоритами, содержащими включения амфиболитов. Распространенные в восточной части террейна гиперстенсодержащие гранитоиды выделены в самостоятельный лум-

бовский комплекс, который включает габброиды. Гранитоиды и мигматиты содержат скиалиты и останцы двупироксеновых кристаллосланцев, пироксеновых амфиболитов, эндербитов и чарнокитов, представляющих, по-видимому, реликты древнего магматического комплекса, по составу варьировавшего от габбро до гранитоидов [Ветрин, 1984; Добржинская, Марков, 1984]. Модельный Sm-Nd-возраст протолита диорита лумбовского комплекса 2937-2958 млн лет [Timmerman, Daly, 1995].

В формацию диоритов-плагиогранитов объединены массивы лицинского, колмозерского и усть-понойского комплексов. Площади массивов достигают 500-700 км². Это однофазные интрузии гранодиорит-тоналит-плагиогранитного состава. Возраст гранитоидов колмозерского комплекса составляет, по данным U-Pb-метода, 2733 млн лет [Кудряшов, Гавриленко, 2000]. По химическому составу породы образуют непрерывный ряд от габбро-диоритов до плагиогранитов и относятся к натриевой серии пониженной щелочности. Для таких пород характерна связь с золотым оруденением.

К формации эндербитов-гранитов относятся гранитоиды териберского комплекса, образующие в центральной части террейна ряд массивов, залегающих среди тоналитов. По геофизическим данным, они прослеживаются до глубин 15 км. Отдельные массивы имеют в плане удлиненную форму с неровными очертаниями, что обусловлено процессами замещения эндербит-гранитов более поздними палингенно-метасоматическими гранитами. По химическому составу породы комплекса относятся к калинатровой серии нормальной щелочности.

Формация палингенно-метасоматических гранитов объединяет гранитоиды вороньинского, варзинского и лахтинского комплексов. Площадь первых двух комплексов составляет соответственно 2900 и 2800 км², остальных - намного меньше. U-Pb-возраста колеблются от 2735 до 2610 млн лет [Пушкарев и др., 1978]. Наиболее распространенными разновидностями пород являются мигматит-граниты и порфиробластические граниты. По составу они принад-

лежат к породам калинатрового или калиевого ряда. К этой формации отнесен и поросозерский комплекс турмалин-мусковитовых гранитов. Некоторыми исследователями предполагается связь редкометалльных пегматитов зоны Колмозеро-Воронья с турмалиновыми гранитами. Но возрастные данные говорят о более древнем возрасте пегматитов (более 2700 млн лет), чем гранитов (2558±6 млн лет) [Kudryashov et al., 2001].

Породами формации субщелочных рапакивиобразных гранитов стадии стабилизации образованы Иоканьгский, Коютынгский, Портартурский и Низьяврский массивы, входящие в состав иоканьгского комплекса. Общая площадь массивов около 200 км². Массивы сложены порфиroidными лепидомелан-феррогастингитовыми гранитами, кварцевыми монцонитами, в меньшей степени - гранодиоритами. Pb-Pb-возраст гранитов 2760 млн лет [Пушкарев, 1990]. Сходство гранитоидов комплекса с образованиями анортозит-рапакиви-гранитной формации подчеркивается их сопряженностью с телами габбро-диабазов и габбро-лабрадоритов.

Самые молодые гранитоиды представлены небольшими массивами лейкогранитов в районе озер Лявозеро и Контозеро. Они являются аналогами Стрельнинского массива в Терском районе. Массивы размещены в зоне Контозерского глубинного разлома северо-восточного простирания вблизи северной и южной границ зоны Колмозеро-Воронья. Массивы сложены преимущественно среднезернистыми биотитовыми и биотит-мусковитовыми плагиомикроклиновыми гранитами. Незначительно распространены аплиты и пегматоидные граниты.

К наиболее древним интрузивным породам основного состава на территории Мурманского рудного района относятся включения линзовидной формы в тоналитовых гнейсах-плагиогранитах и палингенно-метасоматических гранитах. Их размер варьирует от первых сантиметров до десятков метров. В лахтинском комплексе включения представлены в основном апогаббровыми амфиболитами и реже - плагиопироксенитами и мета-

диабазы. Более молодые основные породы представлены ареальными дайковыми комплексами. Наиболее ранние - габбро-анортозиты, их возраст считается позднеархейским. Дайки максимально развиты в междуречье рек Харловка-Иоканьга. Дайки имеют преимущественно северо-восточное простирание, крутое и вертикальное падение. Мощность достигает 300 м, а протяженность - 7 км [Юдин, 1980].

Раннепротерозойская возрастная группа представлена мафитовыми дайковыми комплексами габбро-перидотитов, габбро, керсутитовых габбро, габбро-диабазов [Липов, Федотов, 1987]. По геологическим признакам, возраст раннепротерозойских мафитовых даек колеблется от 2550 до 2000 млн лет. Самыми молодыми породами являются долериты позднепротерозойско-палеозойского возраста. Они наиболее распространены вдоль побережья Баренцева моря. Дайки долеритов прорывают древние гранитоиды и имеют северо-восточное и субмеридиональное простирание.

3.6.4. Тектоника

Главным структурным мотивом Мурманского террейна и особенно его восточной части является купольно-блоковое строение. Оно обусловлено сочетанием осложненных дизъюнктивными разрывными нарушениями куполовидных брахиформных структур, приобретающих по мере приближения к Северо-Кейвскому разлому форму удлиненных эллипсов с осями запад-северо-западного простирания. Периферические части куполов сложены гранитоидами гранодиорит-плагиогранитного состава и их микроклинизированными разновидностями.

Анализ рисунков эрозионной сети, проведенный О.П.Корсаковой [Гавриленко и др., 2002] показывает, что Мурманский блок на геоморфологическом этапе эволюции рельефа был динамически активнее, чем Кейвский и Центрально-Кольский блоки. Характерный для него блоковый четочный ромбический тип рисунков эрозионной сети проявляется и на прилегающей территории двух назван-

ных доменов. Изобазы неотектонических движений, а также характер эрозионной сети свидетельствуют о блоковых движениях Восточно-Мурманского плато, выступающего как крупная морфоструктура, в пределах которой выделяются более мелкие блоки и купола. Для купольных структур характерно преобладание повышенных значений амплитуд неотектонического поднятия во внутренних частях структуры, для блоковых морфоструктур - повышенные значения амплитуд характерны для приграничных частей. Блоковая морфоструктура Восточно-Мурманское плато испытывает морфотектонический перекося в юго-западном направлении.

3.6.5. Метаморфизм

Парагенезисы раннего гранулитового метаморфизма в Мурманском рудном районе наблюдаются в реликтах субстрата в основном в его центральной, более эродированной части, а их возраст оценивается в 2820 млн лет [Пушкарев и др., 1979; Минц и др., 1982]. Парагенезисы амфиболитовой фации пользуются распространением на всей площади Мурманского террейна. Ранний этап связан с развитием деформаций пластического сдвига. Более поздний этап отделен от раннего внедрением даек базитов и сопряжен с формированием крупных гранито-гнейсовых куполов, кольцевых и дугообразных разломов, серий надвигочешуй [Минц и др., 1980]. Деформации сопровождаются интенсивным проявлением ультраметаморфических процессов с образованием палингенно-метасоматических мигматит-гранитов и массивов плагиомикроклиновых и микроклиновых анатектит-гранитов [Даркшевич, Шлайфштейн, 1979]. На завершающих стадиях происходит понижение Р-Т-условий, и метаморфизм отвечает эпидот-амфиболитовой фации. Режим пониженных давлений сохраняется на всех этапах метаморфизма и ультраметаморфизма [Эндогенные режимы ..., 1990].

Развитые в юго-восточной части террейна супракрустальные породы метаморфизованы в низкотемпературной

амфиболитовой фации и представлены гнейсами и амфиболитами. В них интенсивно проявлена мигматизация. На крайнем юго-востоке гнейсы и граниты перекрыты осадочно-вулканогенными образованиями Усть-Понойской структуры. В них установлена метаморфическая зональность от зеленосланцевой до низкотемпературной амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа [Петров и др., 1984]. Верхнерифейские осадки практически не метаморфизованы.

3.6.6. Полезные ископаемые

Мурманский рудный район освоен пока недостаточно. Это связано с отсутствием развитой инфраструктуры (за исключением крайней западной части района).

В районе производится в небольшом объеме добыча стройматериалов и облицовочных гранитов на месторождении **Западная Лица**. Имеются два законсервированных месторождения голубовато-серых гранитов - **Одъявр-1** (рис.3.43) и красно-вато-серых - **Южный Одъявр**, которые планируется вовлечь в эксплуатацию [Жиров, Лащук, 1998]. Аналогом месторождения Одъявр является проявление гранитов Серебрянский. Определенный интерес представляет проявление облицовочных гранодиоритов Териберский-2.

В Мурманской области известно десять месторождений глин и суглинков с общими запасами около 14 млн м³. Два самых крупных и экономически рентабельных месторождения - **Кильдинское и Териберское** - расположены на территории Мурманского рудного района. На границе с Оленегорским рудным районом находятся небольшие проявления железистых кварцитов - Ливлинское и Лисья. В устье р.Поной известны проявления меди, свинца и серебра, не имеющие практического значения [Минеральные месторождения ..., 1981]. 5 месторождений и около 40 рудопроявлений торий-уранового и уранового типа известно в районе р.Зап. Лица в пегматоидных гранитах, кварц-плагиоклаз-ортоклазовых метасоматитах, гидрослюдисто-хлоритовых метасоматитах и альбититах [Савицкий и др., 1995]. Наиболее крупные - Лицевское, По-

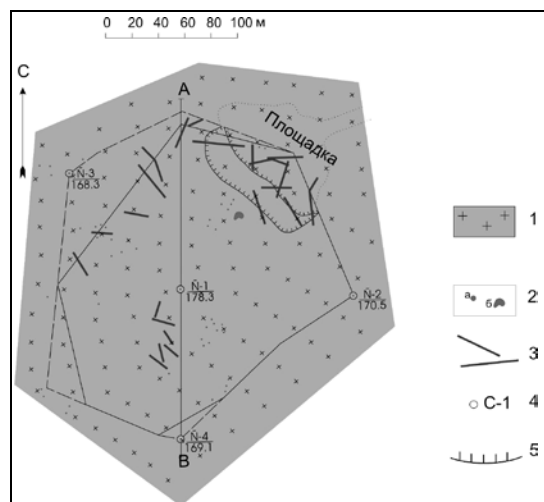


Рис.3.43. Схематическая геологическая карта месторождения Одъявр-1 [Мультимедийный справочник..., 2001, Лащук]:

1 - плагиомиоклиновые граниты среднезернистые, серые с голубым кварцем; 2 - ксенолиты основных и ультраосновных пород: а - вне масштаба; б - в масштабе карты; 3 - пегматитовые жилы; 4 - скважины; 5 - контур карьера

лярное, Кошкаярв, Озеро Дикое, Медвежье, Скальное, Каменка. Рудные минералы представлены уранинитом, настураном, коффеинитом, торитом и циртолитом. В красноцветных рифейских песчаниках известно небольшое проявление слабоокрашенного аметиста (Орловское). На о-ве Кильдин имеется проявление известняков. Крупные запасы ракушечника, необходимого в качестве корма птицам, выявлены на шельфе Белого моря, но эти залежи не разрабатываются.

3.6.7. Перспективы освоения

Рудный потенциал Мурманского района связывается прежде всего с разработкой известных и открытием новых месторождений облицовочных гранитов, отчасти карбонатных пород о-ва Кильдин, где развиты верхнепротерозойские породы. Экономические перспективы можно связывать реально лишь с крупномасштабными месторождениями газа, газоконденсата и нефти на шельфе Баренцева моря, примыкающем к Мурманскому рудному району.

3.7. Оленегорский рудный район

3.7.1. Административное и географическое положение

Оленегорский рудный район (см. № 7 на рис.2.20) охватывает центральную часть Мурманской области общей площадью около 15 тыс. км². Он включает часть территорий Кольского, Мончегорского и Ловозерского административных районов и расположен от г. Мурманска на севере до г. Мончегорска на юге и с запада на восток - от р. Зап. Лица до верховьев р. Поной. По его территории проходят железная дорога, асфальтированные и грунтовые автомобильные дороги, многочисленные линии высоковольтных электропередач. На его территории расположены крупные города - Мурманск, Оленегорск и многочисленные поселки - Ревда, Ловозеро, Кола, Мурмаши, Кильдинстрой и др. Преобладающее большинство промышленных предприятий сконцентрировано в городах.

Климат района характеризуется неустойчивостью и резкой изменчивостью, обусловленной частой сменой холодных и теплых воздушных масс, которая сопровождается резкими перепадами атмосферного давления и высокой влажностью. Среднегодовая температура составляет -0.4°, средняя максимальная +13.9° в июле, средняя минимальная -13.5° в феврале. Среднегодовое количество осадков 377-405 мм, при этом соотношение дождя и снега примерно равно. Зима продолжительная: снежный покров держится 210-220 дней в году, толщина его колеблется от 25 до 70 см.

Оленегорский рудный район расположен в основном в пределах Северо-Кольского среднегорного орографического подрайона с преобладанием слабо- и умеренноподнятых новейшими движениями морфоструктур (см. рис.2.19). В пределах Оленегорского рудного района представлен практически весь спектр морфоструктур и морфоскульптур, известных на Кольском полуострове. Это и глыбовые низкие островные горы денудационно-тектонического рельефа, и

глыбовые холмогорья, и цокольные слабонаклонные структурно-денудационные формы рельефа, и морфоскульптуры комплексной денудации с относительно неглубоким расчленением, и увалистые и холмистые формы. Из ледниковых форм наиболее широко распространены друмлины и холмистый рельеф морены (см. рис.2.19).

Высотные отметки рельефа варьируют от 100 м до 650 м, за исключением Хибинских и Ловозерских тундр, где максимальные отметки достигают 1000 м и более. Депрессии занимают большие площади и приурочены к долинам рек (Тулома, Кола, Териберка, Воронья и др.) и к системам мелких и крупных озер (Имандра, Умбозеро, Ловозеро и др.). На территории Оленегорского рудного района много озер, самые крупные из них - Имандра, Умбозеро, Ловозеро и др. Большое количество ручьев и рек образуют водосборную систему, питающую крупные реки, которые впадают в Баренцево море (Тулома, Кола, Воронья и др.), либо в большие озера.

Почти весь район расположен в лесной зоне, за исключением северной части и высокогорных участков, находящихся в лесотундровой и тундровой зонах. В прошлые годы в районе велись интенсивные лесоразработки.

3.7.2. Геологическое строение

Оленегорский рудный район охватывает центральную часть Кольского составного террейна, т.е. только Лицко-Урагубскую и Центрально-Кольскую структуры. По поводу формирования этих структур и генезиса образований, а также истории преобразования слагающих эту структуру пород, существует много точек зрения [Бондаренко, Дагелайский, 1968; Горяинов, 1976, 1995; Митрофанов и др., 1986; Марков и др., 1987; Добржинская, 1989; Avakian et al., 1990; Тектоническая расслоенность ..., 1990; Докембрийская тектоника ..., 1992; Авакян, 1992]. Геологическое

строение Оленегорского рудного района (рис.3.44), отраженное на карте [Геологическая карта ..., 1996; Приложения 1 и 2], значительно отличается от того, которое было отражено ранее [Бондаренко, Дагелайский, 1968; Геологическая карта ..., 1980]. Главным отличием является то, что на предыдущих картах было выделено гораздо больше геологических тел, сложенных метаморфизованными супракрустальными породами, чем на последней карте.

В пределах Лицко-Урагубской и Центрально-Кольской структур отмечается значительная структурная и вещественная неоднородность. Выделяются как крупные геологические тела (изометричные, линейные и сложные по морфологии), размером до десятков километров, так и мелкие - размером до первых километров. Их взаимное расположение образует северо-западный план структуры, который был сформирован в позднем архее [Добржинская, 1989] и частично преобразован в раннем протерозое.

В целом, тип структурной организации района - чешуйчато-надвиговый и линзовый с элементами складчатых структур разного возраста и с ярко проявленными в условиях амфиболитового и гранулитового метаморфизма [Авакян, 1992] зонами пластических сдвигов и надвигов. Пластинообразные тела иногда имеют соотношение размеров в плане до 1:20. Внутри них сохраняются реликты ранних, автономных мелких и средних складчатых структур.

Геологические тела сложены [Объяснительная записка ..., 1994; Геологическая карта ..., 1996; Приложения 1 и 2]:

а) разновозрастными позднеархейскими интрузивными породами: гранитами, гранодиоритами, диоритами, эндербитами и их разгнейсованными и мигматизированными в разной степени разновидностями;

б) разнообразными гнейсами волшпахкской (в основном глиноземистыми), чудзьяврской и оленегорской свит верхнего архея с широкими вариациями минерального состава, сложнодислоци-

рованными, неоднократно метаморфизованными и мигматизированными.

В Лицко-Урагубской структуре преобладают геологические тела, сложенные гнейсами волшпахкской толщ. В составе этой толщи преобладают гранат-биотитовые гнейсы, иногда с кордиеритом, кианитом или ставролитом. В меньших количествах среди них присутствуют двуслюдяные, биотитовые, амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы. В редких случаях среди гнейсов встречаются амфиболиты, и еще реже - амфибол-пироксеновые и магнетитсодержащие сланцы и железистые кварциты.

В отдельных случаях в гнейсах сохранилась тонкая ритмичная полосчатость флишеидного типа. Но, большей частью, полосчатость в породах вторичная - является отражением тектонического меланжирования и выражена чередованием "прослоев" гнейсов, эулизитов, гранулитов, гиперстеновых и магнетитовых сланцев. Значительную площадь Лицко-Урагубской структуры слагают породы комплекса основания. Это - биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, мигматиты и гранито-гнейсы с редкими телами амфиболитов, слагающие небольшие по размерам геологические тела с мелкими структурными формами и элементами. Преобладающий структурный план геологических тел и структурных элементов всех пород в Лицко-Урагубской структуре имеет северо-западное простирание.

В Центрально-Кольской структуре (за исключением Оленегорского блока) наиболее широко проявлены позднеархейские инфракрустальные образования. В интрузивных породах отмечаются только малые структурные элементы (гнейсоватость, линейность). Сложенные ими геологические тела и их структурные элементы вместе с фрагментами супракрустальных образований образуют линейный северо-западный план структур.

Геологические тела, сложенные гнейсами волшпахкской толщ, в Центрально-Кольской структуре более протяженные, но их меньше, чем в Лицко-Урагубской структуре. Состав волшпахк-

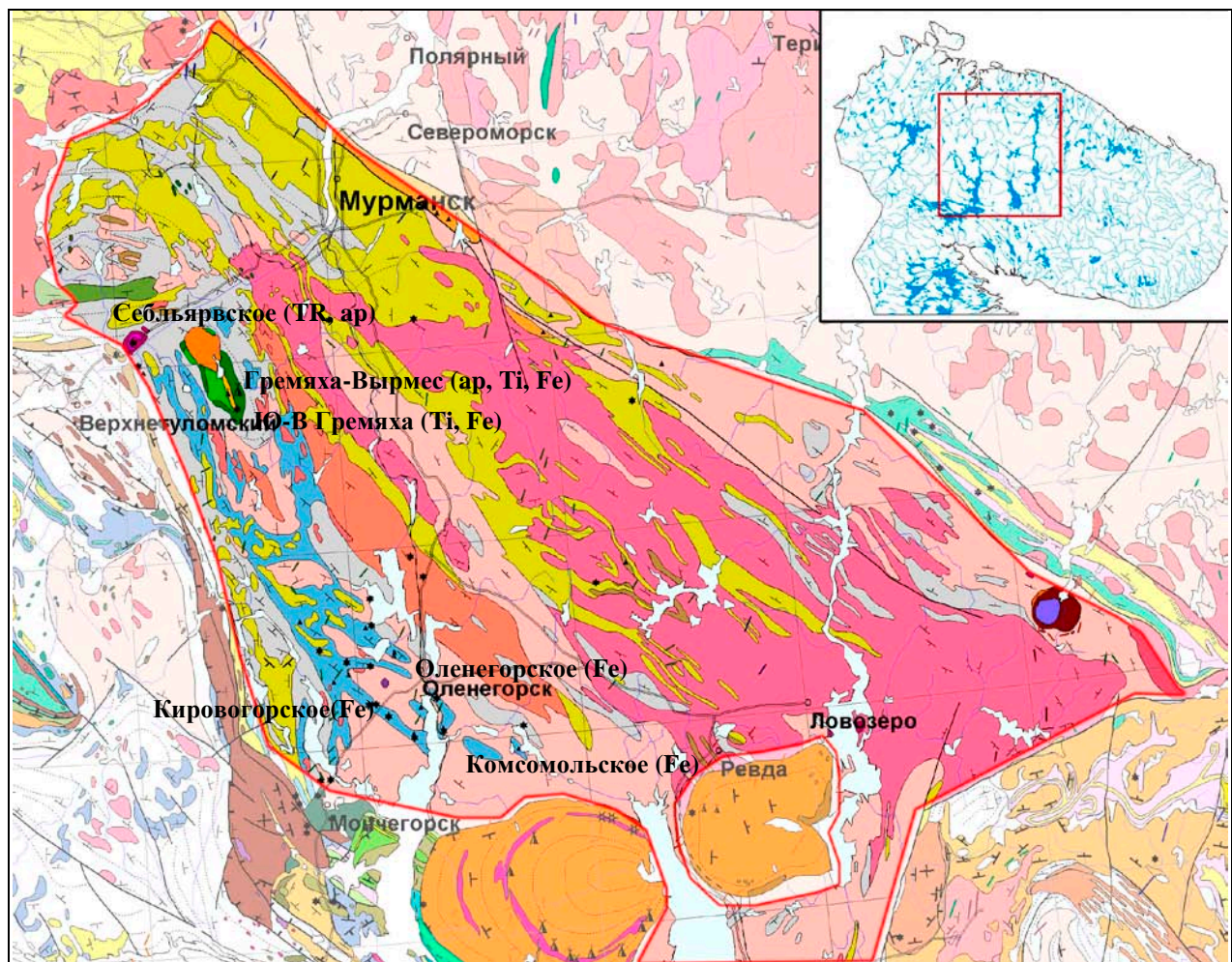


Рис.3.44. Оленегорский рудный район (основные элементы легенды – см. Приложение 2)

ской толщи почти такой, что и в Лицко-Урагубской структуре.

Чудзьявская толща выделена только в восточной части Кольского домена [Объяснительная записка ..., 1994; Геологическая карта ..., 1996]. В составе чудзьявской толщи преобладают породы основного состава: гранатсодержащие, биотит-гиперстеновые, пироксен-роговообманковые кристаллические сланцы, амфиболиты с маломощными прослоями ритмичнополосчатых гранат-биотитовых гнейсов, парачарнокитов и железистых пород. К железистым породам относятся зулизиты, магнетитовые сланцы и породы типа основных бесполовошпатовых гранулитов с вкрапленностью магнетита. Все остальные разновидности высококальциевых пород различны по генетическим типам и не образуют самостоятельных горизонтов. Это – гранат-роговообманковые и гранат-гиперстеновые, шпинель-магнетит-гранатовые, скаполит-магнетит-гиперстеновые, и гранат-двупироксен-роговообманковые, гранат-клинопироксеновые эклогитоподобные, пироксен-гранатовые, полевошпат-гранатовые и клинопироксеновые кристаллические сланцы и кварц-гранатовые метасоматиты.

В гнейсах по полосчатости и по слоистости фиксируется сложное внутреннее строение и иногда сложная морфология тел, что указывает на длительную историю их преобразования. Часто автономные структуры и структурные элементы в гнейсах дискордантны по отношению к границам тел, что может свидетельствовать об их тектонической природе.

Породы интенсивно гранитизированы, чарнокитизированы и эндербитизированы, претерпели полициклические деформационные и метаморфические преобразования в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации метаморфизма. Возраст раннего гранулитового метаморфизма определен в 2830 ± 10 млн лет [Balashov et al., 1992], а второго гранулитового - 2760 ± 10 млн лет [Avakian et al., 1990], 2724 ± 49 млн лет [Петровская, Баянова, 2000]. Юго-западнее

оз. Пулозеро выявлены парагенезисы метаморфизма только амфиболитовой фации.

Гранат-биотитовые, а также кианит-, кордиерит- и ставролитсодержащие гнейсы на всех петрогенетических диаграммах располагаются в полях глинистых песчаников. Осадочная природа их подтверждается также данными по изотопному составу кислорода и содержанию редкоземельных элементов [Авакян, 1992]. Модельный Sm-Nd-возраст протолита гнейсов - 2925 млн лет [Timmerman, Daly, 1995].

В юго-западной части Центрально-Кольской структуры выделяется Оленегорский блок, представленный сложными купольно-блоковыми структурами гранитоидов, обрамленных комплексом пород железорудной (BIF) формации и глиноземистыми гнейсами волшпахкской свиты [Горяинов, 1976]. Купольно-блоковые структуры сложены в основном гранито- и гранодиорито-гнейсами, в разной степени мигматизированными и рассланцованными. Иногда в них присутствуют амфиболиты. U-Pb-возраст гранитов 2790 ± 20 млн лет [Баянова, Егоров, 1999].

Возможно, гранитоиды являются реликтами менее плотных, верхних участков коры Кольского террейна. Но не исключено, что они могли быть сформированы в другой структурно-тектонической зоне и присоединены к Кольскому террейну во время позднеархейской коллизии. И тогда вполне объясним иной структурный план Оленегорского блока в сравнении с остальной частью Центрально-Кольской структуры.

В западной части Оленегорского блока широко распространены гнейсы и мигматиты верхнеархейского комплекса основания и крупные геологические тела, сложенные глиноземистыми гнейсами, аналогичными породам волшпахкской толщи.

Породы BIF-формации располагаются во фрагментах, линзах и синформах между купольно-блоковыми структурами. Они рассматриваются в ранге оленегорской толщи. Разрез этой толщи пестрый и сложен, в основном, чередующи-

мися пластами амфиболовых, биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов с прослоями железистых кварцитов, магнетит-куммингтонитовых кварцитов, гранат-диопсидовых кальцифиров, гранат-биотитовых гнейсов, иногда со ставролитом и силлиманитом, и с редкими прослоями полевошпатовых, роговообманковых, тремолитовых, жедритовых и гранатовых амфиболитов и т.д. Но преобладают в толще амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы – лептиты [Горяинов, 1976], U–Pb-возраст которых 2760 ± 7 млн лет [Баянова, Егоров, 1999]. К VIF-формации приурочены месторождения железистых кварцитов.

Структурный план Оленегорского блока был сформирован в позднем архее, поскольку позднеархейские гипабиссальные дайки габброноритов слабоизмененные и недеформированные.

Породы Оленегорского блока метаморфизованы в позднем архее в условиях амфиболитовой фации. Только в север-

ной части устанавливаются реликты субгранулитового метаморфизма [Пожиленко, 1984]. Парагенезисы гранулитового контактового (?) метаморфизма выявлены также в гнейсах на контакте с габброноритами массива Главного хребта [Дубровский, Микляев, 1975].

Наличие в структуре блока большого количества линейных средне- и низкотемпературных зон ультрабластомилонитов и позднеархейских даек, а также позднеархейский возраст закрытия изотопных Ar–Ar-систем в амфиболах [$^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar} \text{ mineral} \dots$, 1995] свидетельствуют о незначительном усложнении структуры в раннем протерозое в условиях эпизоны.

Возраст наиболее древних процессов, пород и их протолитов в Оленегорском рудном районе не превышает 3.0 млрд лет [Balashov et al., 1992; Timmerman, Daly, 1995]. Верхний предел активных эндогенных процессов, если не учитывать палеозойский этап активизации, ограничен возрастом "сшивающих" ин-

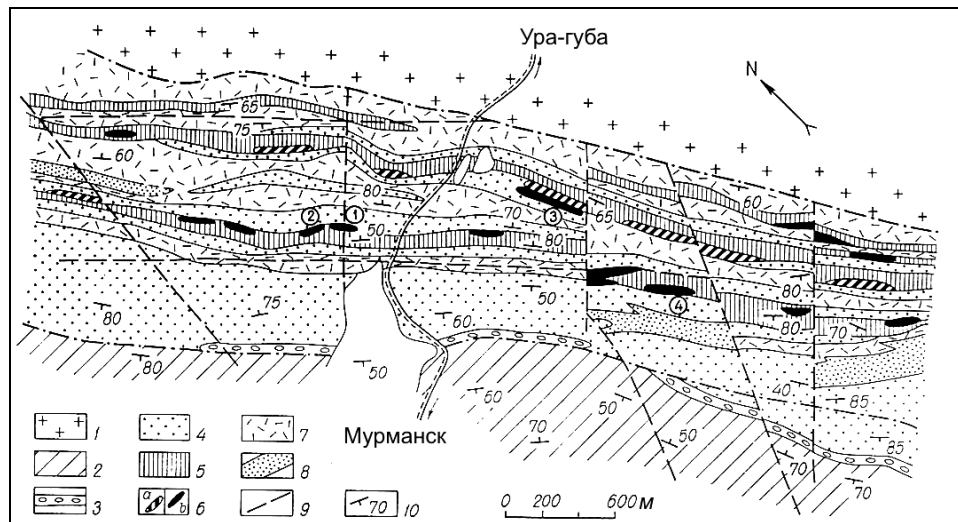


Рис.3.45. Схематическая геологическая карта Урагубской зоны. Составлена А.Е.Борисовым, В.В.Борисовой, В.Ф.Смолькиным:

1 - плагиомикроклиновые гранито-гнейсы; 2 - тоналиты, биотитовые, гранат-биотитовые и мусковит-биотитовые гнейсы (мигматиты) основания. 3 - базальные гнейсы (базальные конгломераты). 4 - биотитовые, мусковит-биотитовые и турмалинсодержащие парагнейсы. 5 - пластовые тела амфиболитов. 6 - коматиитовые породы разных фаций: а - перидотитовые субвулканические тела (силлы), б - коматиитовые лавы и туфы. 7 - биотитовые ортогнейсы (кислые метавулканиды). 8 - плагиомикроклиновые гранито-гнейсы и пегматиты. 9 - разломы. 10 - сланцеватость и полосчатость. Номер цифры в кружочках - представительные обнажения

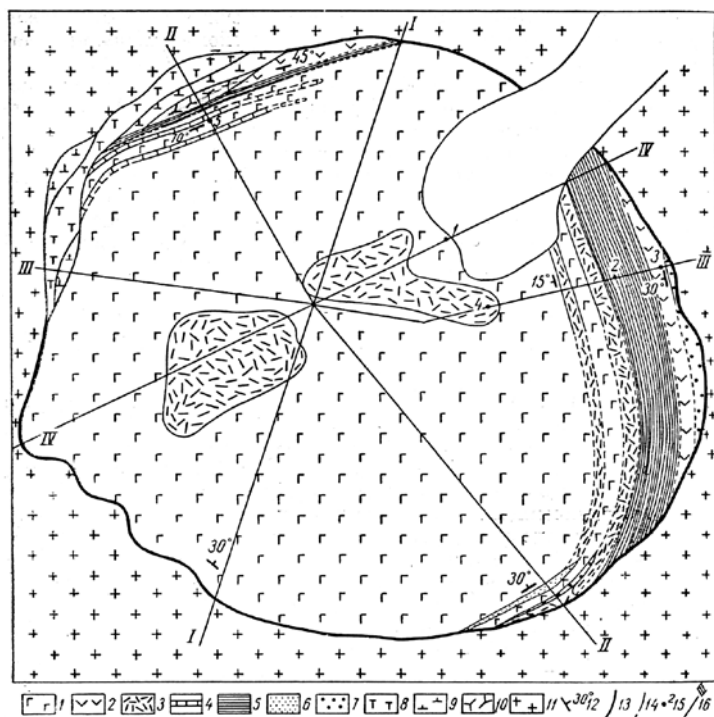


Рис.3.46а. Схематическая геологическая карта и разрез Контозерской структуры (кальдеры) [Кириченко, 1970]:

1 - меллиитовые базальты, меллиититы и нефелиниты; 2 - авгититы; 3 - туфы; 4 - доломиты; 5 - алевролиты и аргиллиты; 6 - граувакковые песчаники; 7 - конгломераты; 8 - щелочные сиениты; 9 - нефелиновые сиениты; 10 - пироксениты; 11 - граниты, гранито-гнейсы и гнейсы кристаллического фундамента; 12 - залегание слоистости; 13 - тектонический контакт; 14 - стратиграфические и интрузивные контакты; 15 - буровые скважины; 16 - поисковые профили

трузий лицко-арагубского комплекса гранодиоритов, U-Pb-возраст которых 1762 ± 9 млн лет [Мантейная составляющая ..., 2000]. Таким образом, окончательная структура Кольского террейна была сформирована в позднем архее. С этого времени он может рассматриваться как достаточно стабильная структура высокого стояния. Об этом свидетельствуют позднеархейские возраста гипабиссальных даек габроноритов и габбро-диабазов и закрытие Ag-Ag-изотопных систем в амфиболах пород центральной части Оленегорского рудного района 2.6-2.5 млрд лет назад.

На северо-востоке Лицко-Урагубской структуры расположен фрагмент Урагубского зеленокаменного пояса

(рис.3.45). Он находится на стыке ее с Мурманским террейном, в тектонической шовной зоне и сложен метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами урагубской свиты верхнего архея: метаконгломератами, гнейсами по осадкам, метабазальтами, метакоматиитами и метариолито-дацитами.

В северо-восточной части Оленегорского рудного района расположена палеозойская **Контозерская** структура (рис.3.46а,б).

Она представляет собой кальдеру проседания диаметром около 8 км, площадью около 60 км^2 . До глубины около 1 км она выполнена осадочными (конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и доломиты) и вулканогенными (меллиитовые базальты и туфы) породами, которые выделены в ранге ловозерской серии верхнего девона (?) и контозерской серии нижнего карбона [Кириченко, 1970]. Под вулканогенно - осадочными породами в кальдере залегают щелочные породы и нефелиновые сиениты. Rb-Sr-возраст эксплозивных карбонатитов 380 ± 8.4 млн лет [Арзамасцев и др., 2001].

В качестве крупных автономных структур к юго-западу от Оленегорского рудного района следует рассматривать следующие: в южной части Центрально-Кольской структуры расположены два крупных интрузивных массива палеозойского возраста - Хибинский и Ловозерский (разделы 3.8 и 3.9), а в северо-западной части - палеозойский массив Себлявр и раннепротерозойский плутон Гремяха-Вырмес.

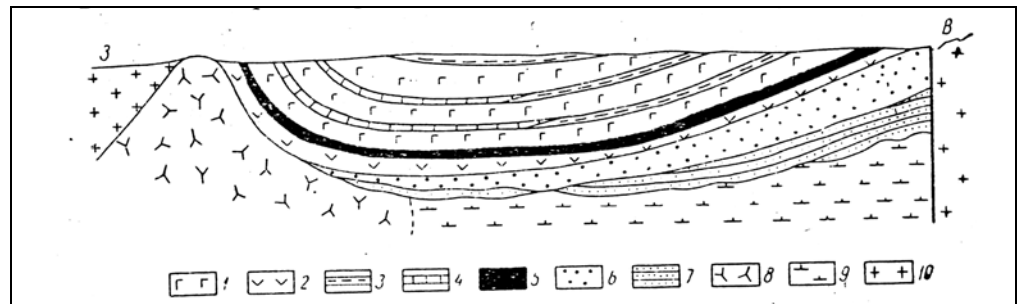


Рис.3.46б. Схематический разрез Контозерской кальдеры:

1 - меллитовые базальты, меллититы и нефелиниты; 2 - авгититы; 3 - туфы; 4 - доломиты; 5 - алеволиты и аргиллиты; 6 - когломераты; 7 - аркозовые песчаники ($D_3?$); 8 - щелочные породы; 9 - ультраосновные и щелочные породы; 10 - граниты и гнейсо-граниты

3.7.3. Тектоника и глубинное строение

Глубинное строение Оленегорского рудного района в общих чертах было охарактеризовано в работе [Сейсмогеологическая ..., 1998]. Верхняя часть сейсмического разреза МОВЗ-ГСЗ до глубин 0.5-1.5 км представлена слоем, подошва которого не является геологической границей, а связана с уровнем резкого изменения градиента скорости с 5.6 до 6.1-6.3 км/с. Особого внимания заслуживают "пласты", выделенные на глубинах 1.5-6 км. Сравнительно низкие скорости, полученные в них, и отношение V_p/V_s свидетельствуют о преимущественном развитии пород кислого состава.

Следующие два нижележащих "слоя" с глубинами залегания 12-21 км и 21-25 км также отнесены к верхней толще пород. Хотя эти образования и принадлежат к глубинному комплексу пород, но по своим скоростным характеристикам они более соответствуют выделенной верхней толще. Это в основном породы, составляющие верхний гранулит-диоритовый слой - верхний, характеризующийся скоростями $V_p = 6.45-6.55$ км/с, и нижний со скоростями $V_p = 6.5-6.7$ км/с, в котором преобладают гиперстеновые диориты и двупироксен-плагиоклазовые основные кристаллические сланцы. Подошва слоя является наиболее резкой сейсмической границей разреза с перепадами скоростей продоль-

ных и поперечных волн, равными 0.3-0.5 км/с.

В нижней части консолидированной коры залегает гранулит-базальтовый слой мощностью 10-15 км довольно однородный по скоростным параметрам, характеризующийся высокими значениями пластовых скоростей, равными 6.95-7.15 км/с для продольных волн и 4.05-4.15 км/с - для поперечных волн.

Нижняя граница консолидированной коры почти на всем протяжении профиля залегает на глубине 41-43 км, и лишь в районе Хибинского массива она поднимается до уровня 38 км [Галдин и др., 1988; Шаров, 1993].

По материалам ОГТ только верхняя часть коры характеризуется наличием крутопадающих сейсмических отражений, относящихся к границам тел разного вещественного состава и разломным зонам, в то время как на глубине преобладают пологие отражающие границы.

Сложная структура, закартированная на поверхности образований, исключает присутствие в разрезе сколь угодно протяженных участков, обусловленных литологическими границами. Геологические тела, сложенные породами разного состава, не имеющие линейно протяженных автономных литологических границ внутри тел, не могут прослеживаться сейсмическими методами.

Распределение и насыщенность интервала на глубину 0-6 км земной коры разноориентированными отражающими

площадками свидетельствует о его сложном мелкоблоково-линзовидном складчатом строении. Рисунок волнового поля на глубине от 6 до 9-15 км отражает фрагментарность геологического строения глубинной части разреза, представленной комплексами гнейсов, гранодиоритов, диоритов и эндербитов. В целом, общий волновой характер разреза, по-видимому, может быть связан как с изменением физических свойств пород, так и с имевшими широкое проявление тектоническими смещениями и дислокациями - сдвигами и надвигами.

Переходная зона между Мурманским и Кольским террейнами, в пределах которой по простиранию располагаются фрагменты зеленокаменных поясов - Колмазеро-Воронья и Урагубского, представляет собой серию крутых, выполаживающихся на глубине разломов листрического типа. На глубинах до 15 км в пределах переходной зоны наблюдается неявно выраженный перепад скоростей и погружение к северу поверхностей раздела сред. Таким образом, сочленение этих блоков представляет собой довольно сложную систему разрывных нарушений, охватывающих всю верхнюю часть коры до глубин 18-20 км.

Южнее, в Центрально-Кольской структуре, расположена зона перехода от гранулитовой к амфиболитовой фации метаморфизма, в пределах которой выделяется серия крутых, выполаживающихся на глубине и погружающихся к северо-востоку, разрывных нарушений. К этой зоне приурочен и резкий перепад скоростей до глубины 15 км, который объясняется различием в составе пород как на поверхности, так и на глубине. На северном участке породы более основного состава находятся ближе к поверхности, интенсивнее сгружены и надвинуты к югу-западу на менее плотные породы - гнейсы амфиболитовой фации метаморфизма, гранодиориты и гранитоиды. На глубине 7-12 км в пределах южного участка Центрально-Кольской структуры и Оленегорского блока выявлены низкоскоростные породы (6.0 м/с) - "горизонт" мощностью около 3 км. Он имеет почти

горизонтальное положение, но рассечен многочисленными разноориентированными разломами и может соответствовать как гранитоидам самых последних позднеархейских этапов гранитизации, так и зонам дезинтеграции и разуплотнения (что менее вероятно), приуроченным к внутрикоровым субгоризонтальным смещениям литоплинтов. Для всей этой части разреза на глубинах до 17 км характерно преобладание разломов листрического типа, погружающихся к северо-востоку. Кроме того, присутствуют встречные пологие нарушения и крутоориентированные нарушения, хорошо прослеживаемые только до глубины 5-7 км. Тип структурной организации для всей рассмотренной части структуры - чешуйчато-надвиговой, линзовый с элементами складчатых структур разного возраста, с яркопроявленными зонами пластических деформаций (вязких тектонических потоков, сдвигов и надвигов), к которым приурочены скопления отражающих площадок, а также участки с гомогенным строением, вероятно, сложенных интрузивными образованиями.

Участку Хибинского массива соответствует наличие в верхних горизонтах низкоскоростных пород, а на глубине 7-15 км отображены пологие разломы. Рисовка разломов, погружающихся под Хибинский массив на глубины до 10-15 км, достаточно условная. Но именно такое расположение разломов, как с северной, так и с южной стороны может обеспечить постоянное воздымание Хибинского массива при релаксации напряжений, возникших еще в раннем протерозое в процессе поддвигания Беломорского террейна под Кольский и комплементарного надвигания Кольского террейна на Беломорский.

3.7.4. Стратиграфия

В пределах Оленегорского рудного района около 30% площади сложено предположительно супракрустальными породами верхнего архея - разнообразными гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами и др. [*Объяснительная записка ...*, 1994; *Геологическая*

карта ..., 1996; Приложения 1 и 2]. Самыми проблематичными являются образования комплекса основания, представленные гнейсами, мигматитами и гранито-гнейсами с реликтами амфиболитов и прочих пород.

К нестратифицированному комплексу верхнего архея отнесены гнейсы, сланцы, амфиболиты и др. породы волшпахкской, чудзьяврской и оленегорской толщ. Однозначных стратиграфических соотношений между этими толщами нет, как нет и первичных структурно-текстурных признаков, по которым была бы возможна их стратификация. По геохронологическим данным породы волшпахкской толщи древнее пород оленегорской толщи, содержащей железистые кварциты. Возможна корреляция оленегорской толщи с комплексом Бьерневатн, который расположен в Норвегии к северо-западу от Печенги и сложен аналогичными породами (включая и железорудное поле Сюдварангер) [*Сейсмогеологическая* ..., 1997].

В объеме верхнеархейского стратифицируемого комплекса рассматривается урагубская свита, выделенная в пределах Урагубского зеленокаменного пояса. Она представлена, как было отмечено в предыдущем разделе, метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями.

Палеозойские вулканогенно-осадочные образования представлены породами контозерской серии нижнего карбона Контозерской кальдеры. Она состоит из алевролитов и туфопесчаников в переслаивании с доломитами и авгититами, а также с мелилитовыми базальтами, лимбургитами и их туфами. В её основании выделяются известковистые аркозовые песчаники с прослоями известняков ловозерской серии (свиты) верхнего девона [*Кириченко, 1970*].

3.7.5. Интрузивные породы

Около 70% площади Оленегорского рудного района сложено интрузивными породами разного возраста, в разной степени преобразованными. Преобладающая часть из них была сформирована и преобразована в позднем архее [*Объясни-*

тельная записка ..., 1994; *Геологическая карта* ..., 1996; *Приложения 1 и 2*].

К самым ранним - относятся интрузивные породы, объединенные в вежундровский комплекс эндербитов с возрастом пород 2830 ± 70 млн лет [*Бибикова, 1989*].

Кроме того, выделяются тела плагиогранитов и тоналитов, объединенные в центрально-кольский комплекс гранодиоритов, тоналитов и плагиогранитов. Породы неоднократно рассланцованы и мигматизированы и иногда наблюдаются в виде обширных мигматитовых полей. Контакты массивов в большинстве своем тектонизированы. По ряду геологических признаков комплекс относится также к самым ранним позднеархейским интрузивным образованиям.

В пределах расположения крупных геологических тел, сложенных интрузивными породами, выделяются мелкие и крупные тела кварцевых и гиперстеносодержащих монцодиоритов и гиперстеновых кварцевых диоритов, объединенных в чудзьяврский комплекс эндербитов, гранодиоритов, гранитов и монцодиоритов, соответствующий формации эндербит-гранитов. Становление этих пород произошло 2720-2657 млн лет назад [*Balashov et al., 1992*].

В пределах Оленегорского блока, особенно среди пород VIF-формации, установлено большое количество позднеархейских даек основного состава, но разных петрохимических типов. U-Pb-возраст их 2739 ± 11 , 2738 ± 6 млн лет [*Егоров, Баянова, 1996; Баянова, Егоров, 1999*]. Там же установлено и огромное количество разновозрастных позднеархейских жил пегматитов. Некоторые из них прорывают дайки габброноритов и габбро-диабазов. Пегматитовые жилы широко распространены и среди позднеархейских гнейсовых комплексов и толщ. Известны жилы граносиенитов с U-Pb-возрастом 2550 ± 16 млн лет [*Петровская, Баянова, 2000*], которые близки по времени формирования пегматитам Пятнь-явра с возрастом 2556 ± 27 млн лет [*Balashov et al., 1992*].

К раннепротерозойским интрузивным породам относятся несколько массивов базит-гипербазитов, дайки, а также массив (плутон) Гремяха-Вырмес.

Плутон Гремяха-Вырмес расположен среди архейских гнейсов и гранито-гнейсов и простирается в северо-западном направлении. Длина его 19 км, а ширина 4-6 км. Плутон состоит из четырех комплексов (от древних к молодым): 1 – гипербазит-базитовый (краевая, габбро-верлитовая, монцодиоритовая серии и анортозиты); 2 – комплекс щелочных пород (ийолитов, мельтейгитов и фойяитов); 3 – комплекс щелочных гранитов и граносиенитов; 4 – комплекс щелочных метасоматитов. Первые три комплекса были выделены в 1924 году А.А.Полкановым, а последний - в 1982 году В.Е.Романовым. Апатит-титаномагнетитовое и ильменитовое оруденение описано А.С.Осокиным [1987]. Верхний возрастной предел формирования первого комплекса определен по U-Pb-возрасту монцодиоритов - 1973 ± 5 млн лет [Вурсий, 2000; Вурсий и др., 2000]. Он значительно древнее Sm-Nd-возраста базит-гипербазитового комплекса - 1926 ± 74 млн лет [Саватенков и др., 1998]. Pb-Pb-возраст гранитов и граносиенитов 1884 ± 6 млн лет, а Rb-Sr-возраст по 14 образцам пород из всех серий 1870 млн лет [Bea et al., 2001].

К палеозойским интрузивным образованиям Оленегорского рудного района относятся: массив Себлявр; небольшие массивы в северной части оз.Ловозеро (Кургинский) и в Контозерской кальдере; дайки. Характеристика Хибинского и Ловозерского палеозойских массивов приводится в разделах 3.8 (Хибинский рудный район) и 3.9 (Ловозерский рудный район).

Массив Себлявр расположен в северо-западной части Оленегорского рудного района среди верхнеархейских гранито-гнейсов и мигматитов комплекса основания. Массив перекрыт четвертичными отложениями, имеет округлую форму площадью 17.8 км^2 . Контакты массива центрального типа круто падают к центру с небольшим склонением в юго-

западном направлении. Центральная часть массива сложена гипербазитами, которые участками содержат рудные шпильры титаномагнетита и перовскита, а в юго-западной части - промышленное флогопитовое оруденение. Внешняя часть массива мощностью от 100 м до 1.5 км кольцеобразная и сложена нефелиновыми пироксенитами и ийолитами. Все породы пересечены многочисленными крутопадающими сложноветвящимися концентрическими, дугообразными и линейными жилами кальцитовых и доломитовых карбонатитов мощностью до нескольких сотен метров. В массиве выявлено три зоны апатитовых руд [Минеральные ..., 1981]. Rb-Sr-возраст рудных пироксенитов 410 ± 7 млн лет, а карбонатитов 408 ± 7 млн лет [Гоголь, Деленицын, 1999].

Формирование массива происходило в четыре фазы. С первой, более ранней интрузивной фазой, связано образование ультраосновных пород, представленных оливинитами, перидотитами и пироксенитами. Последние пользуются наибольшим распространением в массиве; они представляют остов массива (42% всей площади) и по своей форме приближаются к воронкообразному телу с падением всех пород к центру массива под углами $40-65^\circ$. Со второй интрузивной фазой связано образование щелочных пород (щелочные пироксениты, амфиболовые якупирангиты, уртиты, ийолиты и мельтейгиты). Щелочные породы образуют кольцевые и конические интрузии, согласно залегающие с гипербазитами, а также секущие жилы и прожилки. С третьей постмагматической фазой (пневматолитовой) связано образование магнетит-apatитовых пород и вторичных метасоматических образований. С четвертой постмагматической фазой (гидротермальной) связано образование кальцитовых, кальцито-доломитовых и анкеритовых карбонатитов. Различные рудопроявления связаны с определенными комплексами пород. С гипербазитами связано перовскитовое, ильменит-магнетитовое и флогопитовое оруденение; со слюдисто-apatитовыми породами магне-

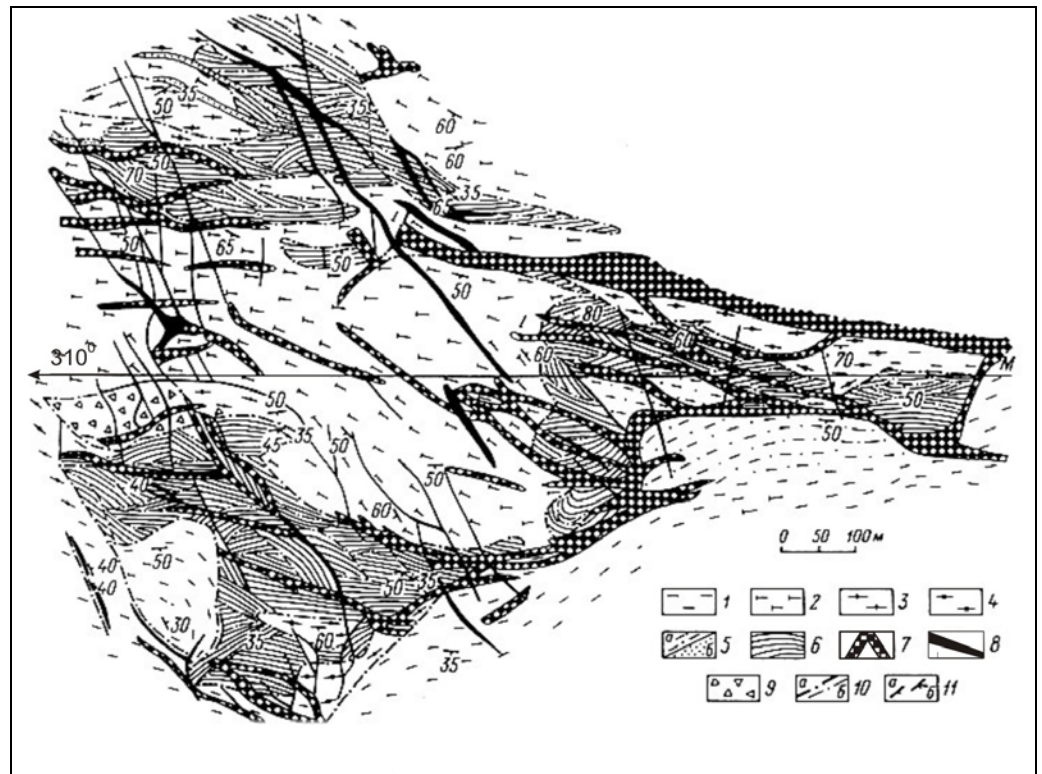


Рис.3.47. Геологическая карта Кировогорского месторождения. Составлена П.М.Горяиновым, И.В.Никитиным, А.П.Николаевым, Н.Н.Голиковым, О.Э.Извековым [Горяинов, Балаболин, 1988]:

Биотитовые гнейсы продуктивной толщи: 1 - нерасчлененные; 2 - мезократовые; 3 - микроклиновые; 4 - нодулярные; 5 - тонкозернистые массивные или лептиты (а - большой мощности, б - маломощных пластовых зон Северного участка); 6 - железистые кварциты; 7 - пегматиты; 8 - диабазы; 9 - агматито-брекчиевые гнейсы; 10 - тектонические поверхности, ограничивающие крупные линзы (а) и небольшие блоки внутри линз (б); 11 - структурные элементы гнейсовидности (а) и линейности (б)

тито-апатитовое и, частично, пироксоровое оруденение, с вторичными метасоматическими - флогопитовое оруденение, а с карбонатитами - редкометалльное оруденение.

Кургинский массив имеет овальную форму и площадь около 21 км². Строение массива концентрически-зональное. Центральная часть массива сложена нефелиновыми сиенитами, флогопит-диопсид-оливиновыми породами и пироксенитами. Затем, по направлению к периферии следуют зоны, сложенные, соответственно, оливинитами, перидотитами и пироксенитами. U-Pb-возраст ультрабазитов и щелочных сиенитов массива 378±7 млн лет [Arzamastsev et al., 1997].

3.7.6. Полезные ископаемые

Крупные месторождения железистых кварцитов расположены в Оленегорском районе. Руды разрабатываются открытым способом на Оленегорском, Кировогорском, Комсомольском, Бауманском и им. XV-летия Октября месторождениях.

Годовая добыча руд в недавнем прошлом достигала 20 млн т, а выработка железного концентрата - 8.5 млн т. Общие прогнозные запасы руд Оленегорского района около 2 млрд т при содержании железа в руде около 32%.

Кировогорское месторождение (рис.3.47) открыто Н.С.Зонтовым в 1932 г. Месторождение обрабатывается откры-

тым способом с 1978 г. Прогнозные ресурсы оценивались ниже контура категории C_2 и составили по категории P_1 210 млн т. (до гл. 1000 м). На юго-восточном продолжении разведанного участка определены прогнозные ресурсы категории P_2 до гл. 1200 м в количестве 450 млн т. [Мультимедийный справочник ..., 2001, Лебедев, Зайцев]. В 1990 г. по результатам доразведки и эксплуатационной разведки были утверждены запасы в новом контуре карьера. Проектная глубина карьера 350.0 м. Планируется подземная отработка месторождения.

Железистые кварциты Кировогорского месторождения залегают среди гнейсов и слагают три крупные пластообразные залежи и серию сопутствующих пластов (рис.3.47). Залегают они с гнейсами согласно по простиранию, падение на Ю-З под углами $35-60^\circ$ и $70-80^\circ$. По содержанию железа общего кварциты делятся на рудные (более 14%) и безрудные (менее 14%). Кварциты имеют полосчатое строение, обусловленное чередованием магнетитовых, гематит-магнетитовых, кварцевых и пироксен-амфиболовых прослоев. Структура руд в основном мелкозернистая, текстура полосчатая. Вмещающие гнейсы и железистые кварциты прорываются жилами пегматитов и дайками базитов. Гранит-пегматиты распространены по всему разрезу железорудной толщи в виде секущих жил мощностью от нескольких сантиметров до 20-40 м, протяженностью - первые сотни метров. Ориентированы жилы на северо-запад, падение на ЮЗ и СВ под углами $60-80^\circ$. Дайки представлены диабазами, габбро-диабазами и габбро-норитами. Они развиты по всему месторождению. Ориентированы они, в основном, в меридиональном направлении, падение на В-ЮВ под углами $40-80^\circ$. Дайки мощностью от нескольких сантиметров до 5-20 м протягиваются иногда через все месторождение, уходя за его пределы. Возраст даек позднеархейский.

Месторождение состоит из трех рудных залежей: Юго-Западной, Центральной и Северо-Восточной, около 20 рудных пластов и одного "отдельного"

блока. Промышленное значение имеют только 3 рудные залежи и три рудных пласта. Наиболее крупная Юго-Западная залежь включает около 2/3 запасов месторождения, имеет северо-восточное простирание ($315-320^\circ$), юго-западное падение ($35-40^\circ$) и вытянута по простиранию на 2150 м при мощности 80-320 м. Среднее содержание железа общего - 31.14%, железа магнетитового - 27.75%. Северо-Восточная залежь расположена в 600 м к северо-востоку от Юго-Западной. Она прослежена по простиранию на 1750 м и имеет очень невыдержанную мощность (25-250 м). Падение залежи на юго-запад под углом $60-65^\circ$ и выполаживающееся с глубиной. Среднее содержание железа общего 34.69%, а железа магнетитового - 31.44%. Центральная залежь падает на юго-запад под углом $55-60^\circ$ и прослежена по простиранию на 660 м при мощности 60-85 м. Среднее содержание железа общего 33.52%, а железа магнетитового - 30.45%.

К разрабатываемым месторождениям относится **Бауманское месторождение** (рис.3.48). В основании разреза залегают подрудные амфиболсодержащие гнейсы и амфиболиты с прослоями биотитовых гнейсов, а также с маломощными пластами рудных и слабрудных железистых кварцитов. Выше располагается горизонт железистых кварцитов амфибол-магнетитового и пироксен-магнетитового состава с прослоями лептитов, глиноземистых гнейсов и сланцев, реже - биотит-амфиболовых гнейсов. Завершают разрез гнейсы надрудной толщи, сложенные преимущественно глиноземистыми разностями: силлиманит-биотитовыми, а также гранат-биотитовыми, двуслюдяными, биотитовыми гнейсами. Гнейсы местами интенсивно ороговикованы, залегают моноκлиально с падением на юго-запад под углом $70-85^\circ$ и перекрыты четвертичными отложениями мощностью от 2-3 до 6-8 м. Рудный горизонт сечется крутопадающими поперечными дайками диабазов, габбро-диабазов, а также пологозалегающими жилами гранитов и пегматитов. Мощность жил от 1-2 до 15-20 м. На северо-

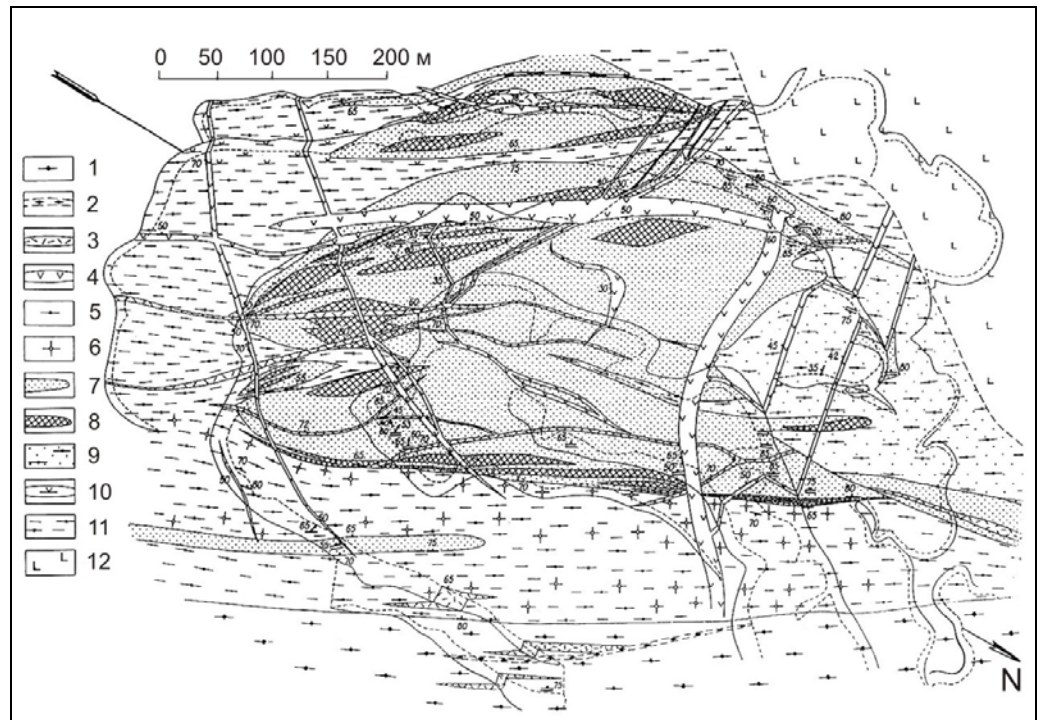


Рис.3.48. Схема геологического строения Баумановского месторождения. Составлена И.В.Никитиным:

1 - амфиболиты; 2 - габбро; 3 - пегматиты; 4 - метадиабазы; 5 - биотитовые гнейсы; 6 - нодулярные биотитовые гнейсы; 7 - высокожелезистые кварциты; 8 - низкожелезистые кварциты; 9 - биотитовые лейкократовые гнейсы (лептиты); 10 - породы диопсид-карбонат-полевошпатового состава (кальцифиры); 11 - биотитовые гнейсы со спорадическим гранатом; 12 - габбро

западе, на глубине 250-300 м, рудный горизонт срезан интрузией габбро. Он разбит многочисленными разломами на несколько блоков, смещенных относительно друг друга.

Величина смещения в плане достигает 40 м, а в разрезах - 20-30 м. Таким образом, рудная зона представлена несколькими пласто- и линзообразными сближенными телами северо-западного простирания, падающими на юго-восток под углом 70-85°. Общая длина тел по простиранию - 900 м, на глубину они прослежены на 300-380 м от поверхности.

Максимальная мощность наблюдается в центральной части рудной зоны, где она достигает 240-260 м, уменьшаясь к флангам до 15-30 м, вплоть до полного выклинивания. Внутреннее строение рудной зоны осложнено наличием про-

слоев лейкократовых гнейсов мощностью от 1-2 до 30-40 м. Руды месторождения представлены полосчатыми тонко-, мелкозернистыми амфибол-магнетитовыми и пироксен-магнетитовыми кварцитами. Основным рудным минералом является магнетит, в незначительном количестве присутствуют пирротин, пирит, халькопирит, марказит и ильменит, изредка встречаются гематит и гидроокислы железа. Нерудные минералы, помимо кварца, амфибола и пироксена, представлены в небольшом количестве слюдой, гранатом, полевым шпатом, кальцитом, апатитом.

В пределах Оленегорского рудного района известно, кроме крупных общеизвестных месторождений, еще несколько десятков мелких месторождений и рудопроявлений железистых кварцитов, где рудные тела небольшие - варьируют от

5×30 м до 100×800 м и редко более. Они представлены полосчатыми рудами и сложены, в основном, породами магнетит-гематит-гранат-грюнерит-амфиболового состава. Среднее содержание железа в них не превышает 2%. Суммарные прогнозные запасы руд в них составляют около 1.5-2.0 млрд т.

Проявление Себлявр флогопитовое [*Мультимедийный справочник ...*, 2001, *Субботин*]. Флогопит встречается во всех породах, слагающих массив, но промышленные концентрации его приурочены в основном к крупнозернистым и пегматоидным пироксенитам. Менее перспективными породами являются вторичные метасоматические, существенно слюдистые, образования. Флогопитоносные зоны в плане имеют полукольцевые или подковообразные формы с неправильными извилистыми и бухтообразными контурами, иногда с небольшими ответвлениями. Падение зон к центру массива под углом 35-65°. Значительно реже флогопитоносные зоны отмечаются во вторичных метасоматических, существенно амфиболо-слюдистых, породах. Флогопит в ослюденелых зонах образует крупные вкрапленные пластины или их гнездовые скопления неправильной формы. Реже встречаются небольшие линзы, карманы и маломощные жилы. Обычно размер гнезд колеблется в пределах от 10 до 40 см в поперечнике, увеличиваясь иногда до 1.3 м. Размер пластин в гнездах и во вкрапленниках варьирует от 4 до 100-150 см², реже достигает 400-450 см². Распределение флогопита в ослюденелых зонах по простиранию и по падению, весьма неравномерное, без каких либо закономерностей. Наибольший промышленный интерес представляет участок в юго-западной части массива размером 600×500 м.

Проявление Себлявр редкометалльно-апатитовое [*Мультимедийный справочник ...*, 2001, *Субботин*]. Себляврское месторождение (Центральная зона) комплексных руд расположено в центральной части одноименного массива и занимает площадь 2.5 км². Мощность четвертичных отложений - 10-20 м. Ос-

новные геолого-промышленные типы руд месторождения: - апатит-силикатные (apatит-флогопит-диопсидовые, апатит-гранат-амфиболовые, апатитизированные пироксениты); апатит-магнетитовые ковдорского типа; апатит-карбонатные (карбонатиты); тантало-ниобиевые апатитовые (составная часть первых трех типов); фосфатные коры выветривания; перовскит-титаномагнетитовые (рудные пироксениты).

По минеральному и химическому составу рудные пироксениты аналогичны рудам месторождения Африканда и Западного участка массива Вуориярви. Породы щелочного этапа слагают краевые зоны массива. Интрузивные ийолиты образуют линзовидные в плане тела на контакте измененных гипербазитов и гнейсов. Гораздо шире распространены щелочные метасоматиты. В экзоконтакте это эгирин-полевошпатовые фениты, а в пределах массива - обширные поля аподивинитовых слюдяно-пироксеновых пород - пироксенитов. Эндоконтактная зона сложена нефелинизированными пироксенитами. Наиболее поздними метасоматическими образованиями щелочного этапа являются апатит-гранат-амфиболовые скарноподобные породы. Они являются главной разновидностью апатитовых руд в северной части массива, где слагают поля площадью около 2 км². Отдельные их блоки известны и в Центральной зоне.

Породы и руды карбонатитового этапа формировались в пять стадий. В I стадию возникли апатит-флогопит-диопсидовые руды, приуроченные, главным образом, к Центральной зоне. Это основной тип руд месторождения. Они слагают несколько серповидных и линейных жильных зон, расположенных кулисно и образующих в целом неполнокольцевую структуру, конформную интрузии рудных пироксенитов. Мощность зон варьирует от 20 до 180 м, протяженность - 0.4-1.5 км. Падение субвертикальное, как и у всех более поздних образований карбонатитового этапа. Внутреннее строение зон, как правило, сложное. Руды образуют системы сближенных

субпараллельных жил или штокверки. Вмещающие пироксениты внутри и снаружи таких зон неравномерно апатитизированы. Лейкократовые аналоги этих руд, флогопит-диопсид-кальцитовые карбонатиты, слагают протяженные (до 2 км) дугообразные жилы мощностью 40-200 м, которые часто сложно ветвятся и резко меняют мощность. Широко распространены более мелкие жилы и штокверки карбонатитовых прожилков. В целом, карбонатиты образуют неполнокольцевую структуру, окаймляющую Центральную зону с севера.

Во II стадию формировались мелкие штоки апатит-форстерит-магнетитовых руд. Форма их в плане изометричная или линзовидная, размер наиболее крупных - 160×300 м. Почти всегда они локализируются на флангах зон апатит-флогопит-диопсидовых руд, образуя с ними единое целое, но отдельные тела известны и в северной части массива. Локальную распространенность имеют и лейкократовые аналоги этих руд - флогопит-кальцитовые карбонатиты. Как и карбонатиты I стадии, они содержат апатит в промышленных концентрациях.

Для руд и карбонатитов III и IV стадии (кальцит-тетраферри-флогопит-магнетитовые, сульфидно-актинолитовые и др.) характерны более низкотемпературные минеральные парагенезисы и обязательное присутствие аксессуарных тантало-ниобатов. Установлены они исключительно в пределах Центральной зоны, где метасоматически замещают главным образом руды II стадии и кальцитовые карбонатиты. Замещение произошло в узких тектонически проработанных зонах, закономерности ориентировки которых пока не выявлены.

В V стадию образовались доломитовые и анкерит-доломитовые карбонатиты. Их жилы редко превышают по мощности первые метры, но встречаются очень часто, особенно в центре массива. Широко развиты штокверковые зоны и доломит-хлоритовые зоны дробления. Все руды и породы Центральной зоны, за исключением флангов, доломитизированы. С общей доломитизацией связано по-

явление в рудах значительных количеств циркона и пирита.

В западной части Центральной зоны выявлены мощные песчано-глинистые коры выветривания, заполняющие желоб в коренных породах глубиной до 200 м при длине около 700 м. Общая площадь развития кор 142 тыс. м². Коры выветривания содержат в промышленных количествах вермикулит, апатит, магнетит, повышенные концентрации Ta, Nb, Zr.

Месторождения титановых руд известны в комплексных рудах залегающих в габброидах плутона Гремяха-Вырмес (рис.3.49). Перовскит-титаномагнетитовые руды генетически связаны с формированием интрузий. Ильменит-титаномагнетитовое рудопроявление Ю-В Гремяха-1 приурочено к дифференцированной краевой зоне массива, сложенной разнозернистыми оливиновыми габбро, габброноритами, троктолитами и плагиопироксенитами.

Комплексное апатит-титаномагнетит-ильменитовое рудопроявление Гремяха-Вырмес связано с расслоенной серией пород габбро-анортозит-перидотитового состава [Осокин, 1987]. Оба участка расположены в северной части восточной ветви рудоносной зоны [Мультимедийный справочник ..., 2001, Субботин]. В расслоенном комплексе троктолит-габбровой серии выявлены признаки наличия платинометалльной минерализации [Korobeinikov et al., 1997].

Рудопроявления свинца, цинка и серебра известны в полиметаллических жилах на побережье Кольского залива.

Молибденовая минерализация отмечена в диафторитах по гранулитам волшпахкской толщи и в щелочных гранитах в р-не оз.Гремяха.

В Оленегорском рудном районе известны разнообразные месторождения строительных материалов. Наиболее крупные работы по добыче строительного камня проводят Оленегорский, Магнетитовый и Мурманский заводы и ряд мелких частных предприятий, которые производят облицовочный материал, щебень и бутовый камень. Для этих целей в Оленегорском районе

3.8. Хибинский рудный район**3.8.1. Административное
и географическое положение**

Хибинский рудный район является старейшим из рудных районов Кольского полуострова, хотя его история насчитывает всего 70 с небольшим лет [*Гигант в Хибинах, 1999*]. Он расположен в центральной части Мурманской области, в 90 км к северу от Белого моря и в 180 км к югу от Баренцева моря (см. рис.2.1). Площадь района - 1327 км². В административном плане Хибинский рудный район находится на территории Апатитского, Кировского и Мончегорского районов Мурманской области. На его площади расположен г.Кировск с населением 40 тыс. человек, пос.Коашва, несколько рудников по добыче апатит-нефелиновых руд, две обогатительные фабрики, производственные службы горно-обогатительного комбината "Апатит", Альпийский ботанический сад. Электроснабжение промышленных предприятий и населенных пунктов осуществляется Кировской ГРЭС, Апатитской ТЭЦ и Кольской АЭС. Город Кировск, пос.Коашва, рудники и фабрики связаны со ст.Апатиты Октябрьской железной дороги. Автомобильные дороги и шоссе обеспечивают связь с городами Мурманской области и г.Санкт-Петербургом. Расстояние от г.Кировска до Мурманска - 200 км, до г.Санкт-Петербурга - 1250 км. Кировск связан железной дорогой с пос.Ревда. В окрестностях г.Кировска находится аэродром, откуда осуществляются рейсы в Москву и Санкт-Петербург. На склонах

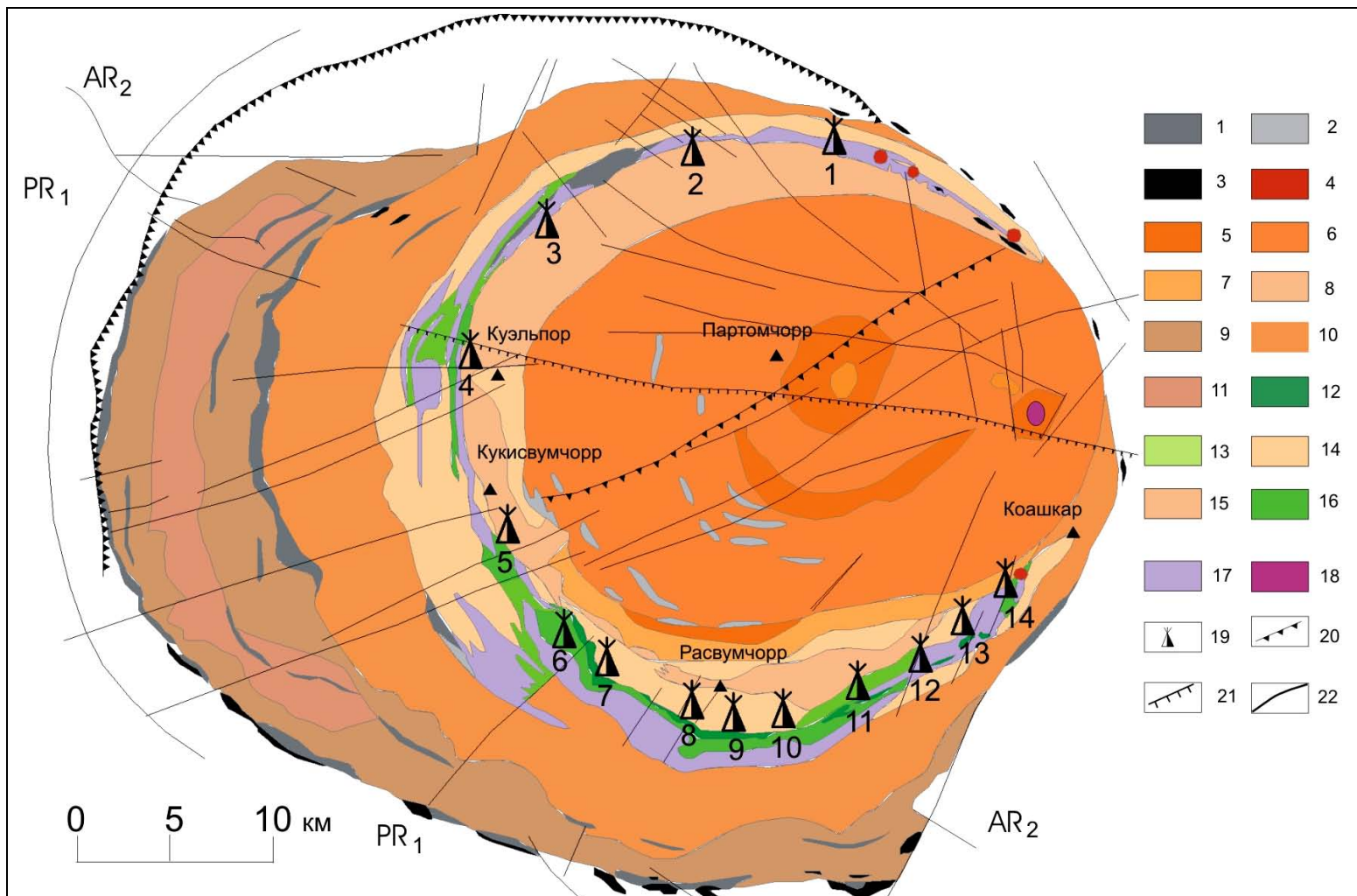
г.Айкуайвенчорр расположена горнолыжная база российского значения. Потребности в питьевом и техническом водоснабжении обеспечиваются за счет разведанного месторождения пресных подземных вод приозерной низменности Б.Вудъявра.

Район включает уникальную по набору полезных компонентов и крупнейшую в мире многофазную интрузию (плутон) апатитовых нефелиновых сиенитов (см. Приложение 1, рис.2.20; рис.3.50). Морфологически интрузив представлен горной страной Хибинские тундры и впервые был описан (западный склон Хибин) горным инженером Н.В.Широкиным в 1834 г. [*Широкий, 1835*]. На картах Российской Академии наук какие-то горы к востоку от оз.Имандра были показаны еще в 1745 г. [*Ржевский, 2000*], о чем есть упоминание у Н.Кудрявцева [1882]. Подробное научное описание Хибинских гор (строение, тектоника, петрография и минералогия пород) дали финские ученые В.Рамзай и В.Гакман [*Ramsay, Hackman, 1894; Hackman, 1894*]. Детальное изучение Хибинского массива и освоение месторождений фосфатного сырья связано с экспедициями советских ученых под руководством академика А.Е.Ферсмана, начиная с 1920 г. [*Ферман, 1941*].

Горный массив Хибинские тундры расположен между оз.Имандра и оз.Умбозеро. Он представляет собой средне горную возвышенность с относительным превышением над окружающей равниной 300-900 м и относится к

Рис.3.50. Геологическая карта Хибинского массива. Составлена В.П.Павловым и др., [1988] с использованием данных С.И.Зака и др. [Хибинский массив ..., 1972]:

1 - нефелиновые фениты; 2 - роговики различного состава; 3 - щелочно-ультраосновные породы; 4 - трубки взрыва; 5 - фойяиты массивные; 6 - фойяиты трахитоидные; 7 - щелочные сиениты; 8 - лявочорриты; 9 - хибиниты массивные; 10 - хибиниты трахитоидные; 11 - хибиниты нечеткотрахитоидные; 12 - апатит-нефелиновые руды; 13 - ювиты; 14 - рихчорриты массивные; 15 - рихчорриты гнейсовидные; 16 - уртиты массивные; 17 - ийолит-уртиты гнейсовидные; 18 - карбонатиты; 19 - месторождения и рудопроявления апатит-нефелиновых руд (1 - Валенахк-Намуайв, 2 - Лявочорр; 3 - Партомчорр; 4 - Куэльпор; 5 - Снежный цирк; 6 - Кукисвумчорр; 7 - Юкспор; 8 - Апатитовый цирк; 9 - Расвумчорр; 10 - Эвслогчорр; 11 - Коашва; 12 - Вуоннемйок; 13 - Ньоркпахк, 14 - Олений Ручей); 20 - Тульокская зона разломов; 21 - разрывные нарушения, установленные по геофизическим данным и аэрофотоснимкам; 22 - установленные разрывные нарушения



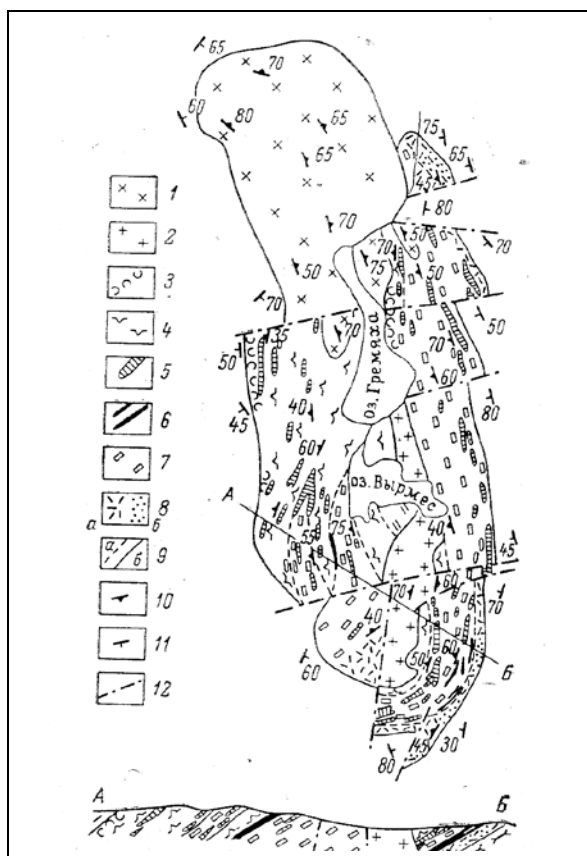


Рис.3.49. Схема геологического строения массива Гремяха-Вырмес [Минеральные ..., 1981]:

1 - щелочные граниты и щелочные граносиениты; 2 - нефелиновые сиениты, ийолиты, уртиты, мельтейгиты, якупирангиты, ювиты, малиниты, фойяиты, эгириниты; 3 - ильменит-апатитовые габбро; 4 - щелочные габбро, пуласкиты, акериты; 5 - перидотиты, пироксениты, оливиниты с ильменит-титаномагнетитовым оруденением; 6 - богатые ильменит-титаномагнетитовые руды; 7 - габбро, габбро-анортозиты, анортозиты; 8 - габбро и габбронориты (а - безрудные, б - несущие сегрегационные титаномагнетитовые руды); 9 - границы между отдельными комплексами (а) и вмещающими породами (б); 10 - первичная полосчатость и гнейсовидность; 11 - вторичная гнейсовидность и сланцеватость; 12 - тектонические нарушения

имеется огромное количество горных пород, разных по физическим свойствам, цветовой гамме и т.д. Это габброиды, пироксениты, хибиниты, оливиниты и т.д.

В качестве строительных материалов рассматриваются месторождения морских глин в долинах рек Туломы и Колы, месторождения флювиогляциальных песков, моренных песчано-гравийных и песчано-гравийно-валунных отложений. В качестве карбонатного сырья могут быть использованы карбонаты палеозойских ультраосновных-щелочных массивов.

3.3.7. Степень освоения и перспективы

Оленегорский рудный район относится к районам с хорошо развитой инфраструктурой, с достаточно высокой степенью освоения полезных ископаемых

и с высоким потенциалом полезных ископаемых. Освоены и разрабатываются месторождения железа и строительных материалов.

Отрицательными факторами являются: недостаточная комплексность при разработке месторождений; понижение потребности России в продуктах переработки руд; резкое понижение темпов роста промышленного и гражданского строительства и др.

Наличие железной дороги, большого количества асфальтовых и грунтовых автомобильных дорог, а также высокий энергетический, физический и интеллектуальный потенциал Оленегорского рудного района могут служить базой для дальнейшего развития этого района Мурманской области.

морфоструктурам I порядка (см. рис.2.19). Западная часть массива представлена серией платообразных гор - Рисчорр, Лявчорр, Тахтарвумчорр и др. Самая высокая вершина - гора Юдычвумчорр (1208 м). Отдельные хребты разделены ущельями, цирками и долинами рек. В восточной части Хибинских тундр рельеф менее расчленен, возвышенности приобретают плавные очертания, относительные превышения уменьшаются до 200-300 м. Важнейшая особенность ландшафта - столовый тип рельефа с многочисленными плоскими плато. Их протяженность достигает 6 км при ширине 1.5 км. Особенностью большинства речных долин и ущелий является их радиально-концентрическое расположение, сопряженное с внутренней тектоникой массива и линейным выветриванием по механически ослабленным зонам. Значительную роль в рельефообразовании сыграли нивация, ледниковая аккумуляция и аккумуляция, деятельность талых вод, ручьев и рек. Образование рельефа закончилось, по мнению А.Д.Арманд [Хибинский щелочной ..., 1972], в дочетвертичное время. Подтверждением продолжающегося тектонического поднятия массива служит повышенная сейсмичность района. Обнаженность массива хорошая, полностью обнажены обрывы и крутые склоны. Озерные депрессии и долины рек Белая, Тулиок, Куниок, Юкспориок и др. заполнены мореной мощностью до 30-40 м, подножия гор покрыты крупноглыбовым делювием и коллювием, плато - элювием. Оз.Большой Вудъявр площадью 4 км² и глубиной 37.6 м - самый крупный внутренний водоем Хибин.

Район относится к зоне субарктического умеренного климата, на формирование которого оказывают влияние большая контрастность температур, скорость ветра и резкое различие в осадках для горных и низинных ярусов рельефа (см. рис.2.19). Среднегодовая температура от -0.5 до -4.8°C. Среднемесячные температуры варьируют от +7-12°C в июле до -12-14°C в феврале. Общее количество осадков 1000-1200 мм. Минимум

осадков приходится на март - апрель, максимум - на август - октябрь. На летний период приходится 45% годовых осадков. Длительность снегового покрова до 250-280 дней. Верхняя граница лесной зоны проходит на высоте 200-300 м [Атлас Мурманской ..., 1971; Экологический атлас ..., 1999]. Сильные зимние ветры в сочетании со снегопадами вызывают частые метели, что способствует накоплению снега на краевых участках плато и склонах гор и вызывает частые лавины [Беленький, 1971]. Поскольку сход лавин представляет серьезную опасность для промышленных, градостроительных, дорожных и бытовых факторов социальной сферы, с ними ведется постоянная профилактическая борьба. В 1936 г. в Хибинах была организована первая в мире противолавинная служба, ныне Центр лавинной безопасности ОАО "Апатит". Наиболее эффективным методом зарекомендовал себя минометный обстрел лавин, который ведется с 1978 г.

3.8.2. Геологическое строение

Хибинский щелочной массив приурочен к тектоническому контакту Имандра-Варзугской зоны карелид и архейских гранито-гнейсов [Геология СССР ..., 1958; Тектоника восточной ..., 1974] или к участку сочленения Оленегорского, Ловозерского и Мончегорско-Титанского блоков IV порядка [Савицкий, Козлов, 1978]. Он локализован в трансрегиональной северо-восточной зоне, протягивающейся от губы Ивановской на Мурманском побережье через центральную часть Кольского полуострова, далее через Финляндию и Швецию до грабена Осло в Норвегии. Характерной чертой этой зоны является присутствие в ней долгоживущих глубинных разломов, к участкам пересечения которых с разломами других направлений тяготеют интрузии щелочно-ультраосновных пород и нефелиновых сиенитов [Металлогения восточной ..., 1980; Билибина, 1986].

Архейские метаморфические породы окружают массив с севера, северо-востока и юго-востока (рис.3.50) в преде-

лах гор Маннепахк, Путиличорр, Северный Лявчорр, Валепахк, Суолуайв, Рес-тиньон и Китчепахк. Они представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и мигматитами, относимыми условно к кольско-беломорскому комплексу. В районе горы Маннепахк биотитовые гнейсы интродуцированы кварцевыми диоритами. Протерозойские породы обрамляют Хибинский массив с юга и запада и представлены вулканогенно-осадочными образованиями стрельнинской (кукшинская и сейдореченская свиты), варзугской (полисарская и умбинская свиты) и томингской серий имандра-варзугского нижнепротерозойского комплекса [Загородный и др., 1982]. Выходы пород стрельнинской серии, срезаемые Хибинским массивом, представлены, в основном, метадиабазами и кварцитами. Они, в свою очередь, прорываются хромитонесной диорит-габбро-норитовой Имандровской интрузией, а также телами пироксенитов. Породы варзугской серии контактируют с Хибинским массивом на западе (метадиабазы и шаровые лавы) и на юге (порфириды, хлоритовые сланцы, кварциты). Из пород томингской серии в экзоконтакте Хибин развиты три верхние толщи, представленные сульфидсодержащими углеродистыми сланцами (Пирротиновое ущелье и район Тахтарйок), доломитами, кварц-сланцевыми сланцами. В южной части установлены трахитовые метапорфириды.

Специфической особенностью интрузива является присутствие большого количества ксенолитов и останцов архейских гнейсов и кварцевых диоритов, протерозойских осадочно-вулканогенных пород имандра-варзугского комплекса и палеозойских ромбен-порфиридов, туфов и туффитов, условно относимых к ловозерской свите девонского возраста [Хибинский щелочной ..., 1972; Галахов, 1975]. Ксенолиты наиболее часто встречаются на контакте между слагающими массив субинтрузиями [Шлюкова, 1986]. Ороговикованные ксенолиты - останцы протерозойских пород кровли массива - наиболее распространены на северо-восточном

фланге месторождения Партомчорр, где они пространственно ассоциируют со щелочными метасоматитами (фенитами) и ийолит-уртитами, образуя согласные линзовидные тела мощностью от 9 до 28 м и протяженностью до 400 м. Они встречаются и в породах рудной зоны в виде угловатых обломков, сцементированных апатитовыми уртами, а также в виде ксенолитов среди лавочорритов и массивных ювитов. Щелочные метасоматиты (фениты) наиболее распространены в экзоконтакте Хибинского массива [Горстка, 1971]. Обычно это мелкозернистые, гнейсовидные пироксен-нефелин-полевошпатовые породы с неустойчивым минеральным составом. Они образуют пластово-линзовидные, субсогласные с общим залеганием пород, тела. Максимальная их мощность - около 200 м.

По морфологии Хибинский массив был отнесен к лакколиту [Ramsay, Hackman, 1894; Hackman, 1894], а Ловозерский массив рассматривался В.Рамсеем как верхняя часть Хибинской щелочной интрузии. А.В.Пэк [1935], на основе анализа трещинной тектоники, считал Хибинский массив лополитом и обратил внимание на связь между его симметричной формой и внутренним строением. Б.М.Куплетский [1936] также обратил внимание на симметричное залегание нефелиновых сиенитов относительно оси, идущей в субширотном направлении. По Н.А.Елисееву [Елисеев и др., 1939], Хибинский массив является многофазной интрузией центрального типа, сформировавшейся в ходе последовательного внедрения магмы по системе кольцевых и конических разломов. С.И.Заком и др. [Хибинский щелочной ..., 1972] эллипсоидная в плане форма массива объяснялась миграцией подводящего канала в восточном направлении и последовательным срезанием одних кольцевых и конических интрузий другими. По мнению А.В.Галахова [1959, 1975], морфология массива определялась геометрией ступенчатых разломов. Он впервые обратил внимание на распространение среди хибинитов и на контактах массива более древних, чем хибиниты, щелочно-

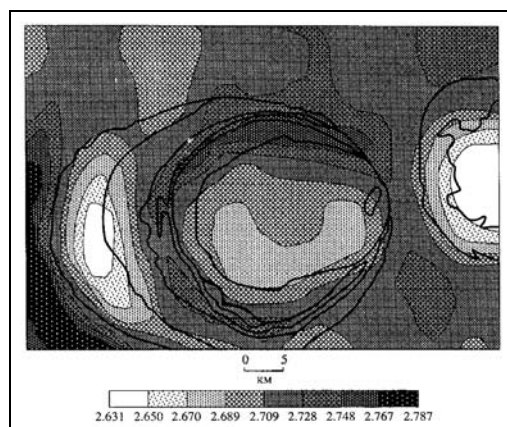


Рис.3.51. Схема распределения плотностей ($г/см^3$) для района Хибинского массива на глубине 3.6 км. Контурами показано положение главных серий пород массива на поверхности [Арзамасцев и др., 1998]

ультраосновных пород, и сделал вывод о существовании в палеоконтуре массива сложной интрузии трещинного типа. По мнению О.Л.Сняtkовой [Сняtkова, Пронягин, 1983], интрузивные комплексы массива слагают тело типа хонолита, в котором сочетаются лополит нефелиновых сиенитов, коническая интрузия уртит-мельтейгитов, трубки взрыва и шток карбонатитов. По мнению Ф.М.Онохина [1975], в этапы конических разломов была заложена исходная структура массива, а позднее он оказался разбит на грабен-горсты по системе радиальных разломов.

На сегодня сложилось следующее представление о геологическом строении Хибинского массива. Это эллипсовидный в плане многофазный плутон, вытянутый в субширотном направлении по азимуту 82° с осями протяженностью 45 и 35 км со смещенной к востоку корневой частью. Морфологически он близок асимметричному лополиту с крутыми восточным и северным контактами и более пологими южным и западным. Западный контакт до глубины 5-6 км падает на восток под углом 70° , южный - к центру массива под углом 80° , выполаживаясь на глубине до 40-50°, северный и восточный контакты крутые, до вертикальных. Внутреннее строение массива концентрически-зональное. От периферии к

центру массива друг друга сменяют дугообразные в плане тела массивных и трахитоидных хибинитов, рихчорритов, ийолит-уртитов и связанных с ними апатит-нефелиновых руд, ляхчорритов и в ядре массива - эллипсовидная площадь распространения фойяитов, в восточной части которой находится шток карбонатитов [Сняtkова и др., 1984; Карбонатиты Хибин, 1984]. Большинство выделенных концентрических зон, сложенных названными породами, не являются непрерывными. Контакты между субинтрузиями выражены неотчетливо.

Конически-кольцевое строение Хибинского массива сохраняется до глубин 12.5 км, что выявлено по данным распределения плотностей слагающих его пород (рис.3.51) и свидетельствует о более широком распространении щелочно-ультраосновных пород [Арзамасцев и др., 1998]. В массиве устанавливаются две диагональные системы тектонических нарушений. Решающая роль в структурной перестройке массива отводится крупномасштабной тектонике, определившей грабено-горстовый тип строения [Онохин, 1975; Вировлянский, Ноздря, 1986].

Среди многочисленных дайковых пород массива выделены дайковые фации главных интрузивных комплексов (перидотитов, пироксенитов, мельтейгитов и ийолитов, нефелиновых и канкринитовых сиенитов) и дайки заключительного этапа его становления - щелочные габброиды, щелочные пикриты, тингуаиты, карбонатиты [Арзамасцев и др., 1988]. Размещение даек в массиве, в целом, подчиняется радиально-кольцевой системе строения слагающих его геологических образований и тектонических элементов. Особую группу тел, связанных со щелочным магматизмом, составляют трубки взрыва [Хибинский щелочной ..., 1972; Козырева, 1986]. Это округлые в плане тела, имеющие зональное строение (рис.3.52). Периферическая часть трубок сложена брекчией из обломков вмещающих щелочных пород массива, а центральная - карбонатной брекчией с обломками щелочного пикрита. Трубки содержат ксе-

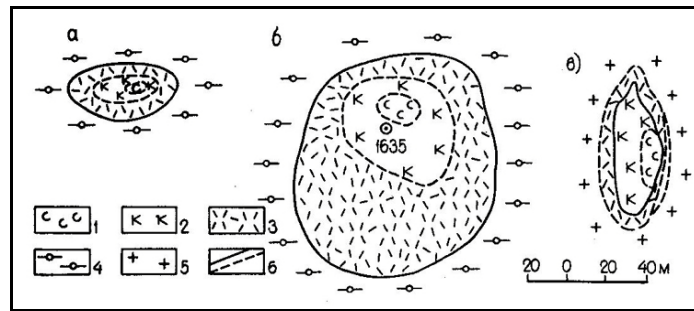


Рис.3.52. Схема геологического строения трубков взрыва горы Северный Суолауйв (а) [Козырева, 1986], горы Намуайв (б) [Калинкин и др., 1985] и горы Рестиньон (в) [Арзамасцев и др., 1988]:

1 - слюдяной щелочной пикрит; 2 - карбонатизированный щелочной пикрит с участками карбонатной брекчии; 3 - брекчии нефелиновых сиенитов с карбонатным и пикритовым цементом; 4 - трахитоидные ийолиты; 5 - рисчорриты; 6 - контуры трубок и слагающих их пород (пунктиром показаны предполагаемые контуры)

нолиты шпинелевых перидотитов, для которых предполагается глубинное мантийное происхождение. Ийолит-уртитовая дуга сложена породами дифференцированного комплекса мельтейгитов-ийолитов-уртитов, и массивными породами комплекса уртитов-ювитов-рисчорритов.

Гипотетическая модель формирования массива предложена А.А.Арзамасцевым с соавторами [Арзамасцев и др., 1998] и представлена на рис.3.53. Она базируется на присутствии в Хибинском интрузивном комплексе двух автономных серий - щелочных ультрамафитов с карбонатитами и щелочных сиенитов-агпайтовых сиенитов, что предполагалось и ранее А.В.Галаховым [1975]. Выделяется 7 стадий: а) заложение кальдеры проседания; б) внедрение щелочно-ультраосновных расплавов по периферии кальдеры; в) внедрение хибинитов по коническим разломам; г) дальнейшее проседание кальдеры и внедрение в ее центре интрузии ийолит-мельтейгитов; д) образование конических разломов и внедрение по ним фосфатоносной интрузии уртитов-ювитов-кальсилитовых сиенитов; е) образование новой серии конических разломов, взламывание центральной зоны ийолит-мельтейгитов и внедрение фойиатов, сформировавших ядро массива;

ва; ж) образование штокообразного тела пуласкитов и внедрение штока карбонатитов.

Возраст Хибинского массива, по данным Rb-Sr-изохронного метода, составляет 365-369 млн лет [Козарко и др., 1981; Kratt et al., 1993].

Наиболее сложная картина наблюдается в строении комплекса ийолит-уртитов, вмещающего все известные месторождения апатит-нефелиновых руд (см.рис.3.50). Он залегают в виде относительно узкой (0-2 км) прерывистой концентрической зоны или ийолит-уртитовой дуги.

Выклинивание по падению и простирацию прерывает комплекс ийолит-уртитов в восточном секторе массива. Вмещающими ийолит-уртиты являются хибиниты и рисчорриты со стороны лежачего бока, рисчорриты и лявочорриты - со стороны висячего бока. Породы ийолит-уртитового комплекса в целом залегают согласно с вмещающей толщей. Наиболее пологое падение отмечается в юго-западной части (30-40°), наиболее крутое - в северном сегменте массива (70-80°). Ийолит-уртиты делятся на две группы: массивные уртиты и ийолиты и их полевошпатовые разновидности; гнейсовидные (трахитоидные) уртиты, ийолиты, мельтейгиты и их полевошпатовые разновидности.

Н.А.Елисеев рассматривал ийолит-уртиты как одноактную интрузию, внутреннее строение которой обусловлено гравитационно-кинетической дифференциацией, и выделил две фации ийолит-уртитов: более раннюю гнейсовидную состава ийолит-уртитов, и более позднюю состава уртит-малиньит-луяврит [Елисеев и др., 1939]. Т.Н.Иванова с соавторами [1970] выделяла 5 субфаз: трахитоидные ийолиты; мелкозернистые ийолиты; среднезернистые массивные ийолит-уртиты, подстилающие апатит-

нефелиновые породы; трахитоидные полевошпатовые ийолит-уртиты (малиньиты) юго-восточной части дуги; среднезернистые массивные полевошпатовые уртиты (ювиты), покрывающие рудные тела.

Ф.В.Минаков [1968] выделил три субфазы - дорудную, рудную и пострудную. Дорудная представлена трахитоидными ийолитами, урритами, мельтейгитами и малиньитами, слагающими лежащий бок южной, западной и северной час-

левошпатовые уртиты, ийолиты, мельтейгиты, луявриты и массивные ювиты, слагающие висячий бок ийолит-уртитовой интрузии в ее южной и северо-западной частях.

По мнению А.И.Зубарева [1978], в первую субфазу формировались трахитоидные ийолиты в виде расслоенного комплекса; во вторую - массивные уртиты и апатит-нефелиновые породы, внедрившиеся по коническому разлому внутри расслоенного комплекса трахитоидных

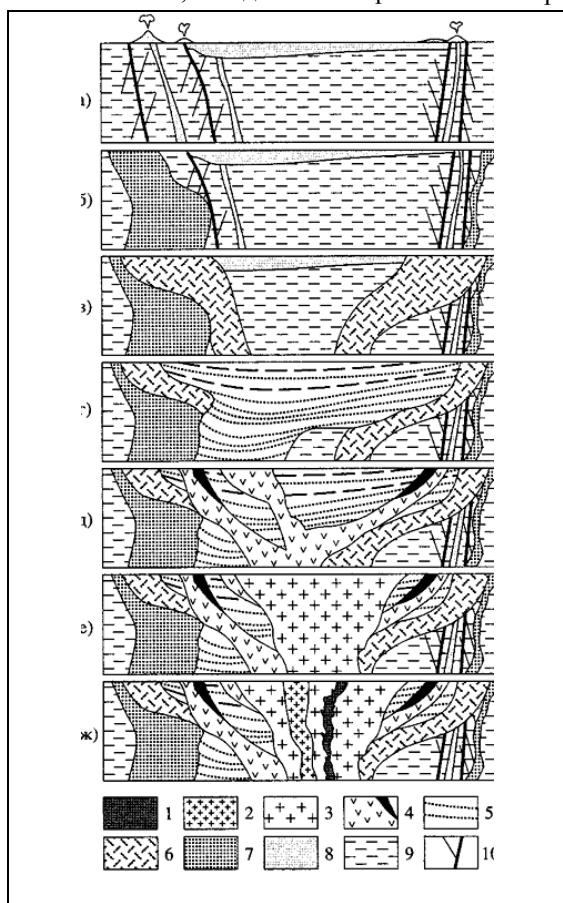


Рис.3.53. Гипотетическая модель формирования Хибинского щелочного плутона [Арзамасцев и др., 1998]:

1 - карбонаты; 2 - пуласкиты; 3 - нефелиновые сиениты центральной части массива (фойяиты); 4 - кальсилит-нефелиновые сиениты, ювиты, апатитовые породы; 5 - ийолиты, мельтейгиты; 6 - нефелиновые сиениты периферической части массива (хибиниты); 7 - оливковые пироксениты, меллитолиты; 8 - щелочные вулканы; 9 - докембрийский фундамент; 10 - разломы

тей дуги. Рудная объединяет средне- и крупнозернистые уртиты и апатит-нефелиновые руды, слагающие центральную часть разреза ийолит-уртитовой дуги. Породы 2-й субфазы развиты в южной части массива, отсутствуют в западном сегменте дуги, вновь появляются на северо-западе (Партомчорр) и фрагментарно в северном сегменте дуги. К пострудной фазе отнесены трахитоидные полевошпатовые и беспо-

ийолитов; в третью - малиньиты, которые имеют локальное распространение. По мнению А.А.Арзамасцева и Т.Н.Ивановой [1985, 1987], формирование дифференцированного комплекса уртитов-мельтейгитов произошло за счет внутрикамерной дифференциации гомогенного ийолитового расплава. Следствием этого явилось образование лополита, занявшего центральную часть плутона, а настоящий вид дуга ийолит-уртитов приобрела

в результате внедрения в ядро лополита интрузии фойяитов. Е.А.Каменев [1987] в составе единой конической структуры центральной дуги выделяет морфологически различающиеся Южную, Северную и Западную субинтрузии. Южная сложена породами трех субфаз ийолит-уртитовой интрузии и включает все продуктивные и перспективные месторождения (Юкспор, Кукисвумчорр, Апатитовый цирк, Плато Расвумчорр, Коашва, Ньоркпахк, Олений ручей). Северная субинтрузия (месторождения Куэльпор, Партомчорр и Лявочорр-Валепахк) формировалась в рудную и пострудную субфазы. Западная субинтрузия представлена прослоями полевошпатовых ийолитов-уртитов в рисчорритах и относится к дорудной субфазе. О.Л.Сняtkова [Сняtkова, Пронягин, 1983] предполагала внедрение ийолит-уртитов в кольцевой разрыв внутри дифференцированного массива нефелиновых сиенитов. По ее мнению, в состав комплекса ийолит-уртитов, кроме Главной продуктивной интрузии, входят: Имандровская интрузия, содержащая метагабронориты, ийолит-мельтейгиты и оливиновые шонкиниты; Гольцовская интрузия, содержащая брекчию с обломками ультраосновных пород; Путеличоррская интрузия, содержащая ийолит-мельтейгиты и оливиновые пироксениты. Все они рассматриваются как апофизы Главной интрузии ийолит-уртитов. По мнению М.М.Калинкина [1976], образование ийолит-уртитов и вмещающих их нефелиновых сиенитов происходило за счет кристаллизационной дифференциации первоначально единого расплава в условиях интенсивной прототектоники.

Ряд исследователей [Жук-Почекутов, 1961; Тихоненков, 1963; Дудкин и др., 1986; Боруцкий, 1988] предполагали метасоматический или метаморфический генезис ийолит-уртитов и апатит-нефелиновых пород.

В северном сегменте Хибин ийолит-уртиты залегают в виде двух протяженных (Лявочоррского и Валепахкского) и серии мелких линзовидных тел, которые вместе с пространственно ассоцииру-

ющими с ними фенитами образуют единый структурно-геологический комплекс. Это является принципиальным отличием северной ветви дуги по сравнению с другими ее участками. Ийолит-уртиты древнее подстилающих рисчорритов и перекрывающих лявочорритов и отличаются гнейсовидностью. В комплексе практически отсутствуют массивные уртиты, с которыми генетически связано промышленное апатит-нефелиновое оруденение в Хибинском массиве. Оливиновые пироксениты (щелочно-ультраосновные породы) установлены в виде крутопадающих даек в экзоконтакте массива, либо в виде ксенолитов в нефелиновых сиенитах, перекрывающих ийолит-уртиты, и субсогласных линзовидных тел в составе ийолит-уртитового комплекса северного сегмента дуги. Они более ранние по сравнению с вмещающими ийолит-уртитам и нефелиновыми сиенитами и не контролируют апатитовое оруденение в северном сегменте дуги, чем отличаются от мельтейгитов дифференцированного комплекса Хибинского массива. Апатитовая минерализация в северном сегменте дуги локализуется на трех структурных уровнях: верхнем - в массивных ювитах кровли ийолит-уртитового комплекса вблизи контакта с лявочорритами; среднем - в толще гнейсовидных ийолит-уртитов; нижнем - на контактах неравномернозернистых уртитов с гнейсовидными ийолитами, реже - фенитами. Наиболее значительные объемы оруденения сосредоточены в протяженных, эшелонированных линзовидных телах в гнейсовидных ийолит-уртитах, обладающих юго-восточным склонением [Шпаченко, 1997].

Кулисное расположение зон с повышенным содержанием апатита в телах апатит-сфеновых ийолит-уртитов, наличие деформационных структур и склонение рудных тел позволяют связывать их образование с деформационным полем левостороннего сдвига. Генеральная структура ийолит-уртитовой дуги относительно линии, проходящей через центр Хибинского массива по азимуту 82° , включает две симметричноподобные части с аналогией строения, выраженной в

линзовидно-прерывистом распределении рудных тел в ийолит-уритах. Рудные тела в северной половине дуги организованы в левосторонний ансамбль, в южной - в правосторонний ансамбль [Шпаченко, Степанов, 1991; Шпаченко, 1997]. В большинстве моделей строения ийолит-уртитовой дуги ее разомкнутость в восточной части объяснялась срезанием восточного сегмента более поздними интрузиями нефелиновых сиенитов.

3.8.3. Полезные ископаемые

Основными полезными ископаемыми Хибинского района являются комплексные месторождения апатит-нефелиновых руд (рис.3.50). Они не имеют аналогов в мире по своим запасам и параметрам. Вопросам концентрирования фосфора, как ведущего компонента руд, посвящена монографическая работа О.Б.Дудкина [1977]. Все разрабатываемые месторождения сосредоточены в пределах южного сектора ийолит-уртитовой дуги [Антонов, 1934; Иванова, 1963; Хибинские апатитовые ..., 1965; Хибинский щелочной ..., 1972; Минеральные месторождения ..., 1981] и образуют два морфоструктурных типа [Каменев, 1987], различающихся размером, формой, условиями локализации рудных залежей и особенностями их внутреннего строения (рис.3.54).

К первому типу относятся месторождения Кукисвумчорр, Юкспор, Апатитовый цирк, Эвеслогчорр и Плато Расвумчорр, представленные тремя залежами общей протяженностью 12 км. Определяющей чертой внутреннего строения этих месторождений является асимметрически-зональное размещение текстурных разновидностей руд от нижнего к верхним контактам залежей. К этой группе относятся и разведанные месторождения западного фланга Хибинского массива - Партомчорр и Куэльпор. В месторождениях второго типа (Коашва, Олений ручей, Ньоркпахк) отмечается многоярусное строение, когда в рудных зонах сосредоточено от 3 до 12 апатитовых залежей. Первичная зональность на-

рушена поздними инъекциями ийолит-уртитов.

Ф.М.Онохин [1975] выделяет три этапа тектонических дислокаций. В ранний этап в рудном теле дуги возникали пликативные формы - пологие складки волочения, оси которых косо ориентированы к простиранию рудных залежей. В последующий, взбросовый этап, образовались глыбовые расколы, брекчии, взбросо-надвиги и сформировался главный конический разлом, расчленивший рудную залежь на богатую и бедную зоны. Последовавшие за этим сбросы вызвали смещение висячего бока залежи и пород кровли по падению. На заключительном этапе тектонической эволюции массив был расчленен шестью радиальными разломами, расходящимися от фойейтового ядра, на систему грабенгорстов. Эти разломы фиксируются долинами рек, веерообразно сходящимися в депрессии залива Тулилухт оз.Умбозера. Деформации пород внутри зон разломов происходили по системе крутопадающих трещин, выполненных брекчированными вмещающими породами, жильными ийолитами, мельтейгитами, ювитами, пегматитами.

Генетический тип всех месторождений магматический, связанный с дифференцированным комплексом ийолит-уртитов. К главным промышленным типам руд относятся апатит-нефелиновые руды. По содержанию апатита руды делятся на: существенно апатитовые - пятнистые и пятнисто-полосчатые (содержание апатита - 60-80%); апатит-нефелиновые - линзовидно-полосчатые и полосчатые (30-50%), блоковые (30-40%), сетчатые и массивные (20-30%), брекчиевые (20-40%); апатитсодержащие породы - апатитовые уртиты и ийолиты, апатит-титанитовые ийолиты, уртиты и ийолиты с апатитом.

В группу титанит-apatитовых руд (10-20%) включены разнообразные по составу породы и руды, обогащенные титанитом, титаномагнетитом и апатитом: существенно титанитовые породы, титанит-apatитовые уртиты и ийолиты. К титанит-apatитовым рудам относятся руды

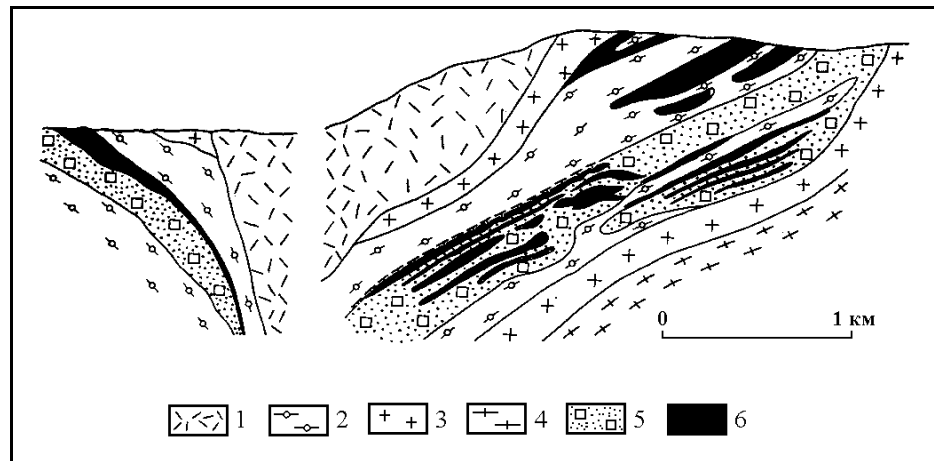


Рис.3.54. Геологическая модель месторождений апатит-нефелинового типа [Каменев, 1987]:

1 - лавочорриты; 2 - ийолит-уртиты; 3 - рисчорриты; 4 - хибиниты; 5 - апатитовые уртиты; 6 - титанит-апатитовые и апатит-нефелиновые руды

с содержанием более 10% титанита (более 5 %TiO₂). Для титанит-апатитовых руд также характерно постоянное высокое содержание эгирина.

Пятнистая апатит-нефелиновая руда сложена мелкозернистым агрегатом сахаровидного апатита, в массе которого равномерно рассеяны крупные (1-3 см) изометричные зерна и сегрегации нефелина, эгирина, титанита, и придающие породе пятнистую текстуру. В пятнистополосчатых разностях эти пятна приобретают удлиненно-овальную форму, группируясь в прерывистые полосы. Полосчатые руды характеризуются послойной концентрацией существенно апатитовых и нефелиновых (эгири-нефелиновых) слоев шириной от нескольких миллиметров до первых сантиметров, в соответствии с чем выделяются тонко- или грубополосчатые разности руд. В линзовидно-полосчатых рудах сочетаются апатитовые и апатит-нефелиновые прослои и линзовидные обособления мелкозернистого ийолит-уртита, практически не содержащие апатита. Размеры линзочек варьируют в широких пределах – от первых сантиметров до первых десятков сантиметров в поперечнике. В сетчатой и массивной разновидности апатит концентрируется в микропрожилках, цементирующих лин-

зочки мелкозернистого ийолит-уртита. Блоковые руды отличаются от полосчатых и линзовидно-полосчатых наличием крупных (до 5 см) идиоморфных кристаллов-блоков нефелина, образующих подобие полос, которые облучены апатитовой и апатит-нефелиновой мелкозернистой массой. Крайние и промежуточные разновидности отличаются только соотношением главных породообразующих минералов, прежде всего нефелина и апатита.

Титанит-апатитовым рудам присущи: тесная ассоциация апатита с титансодержащими минералами - титанитом, титаномагнетитом, эгирином и энigmatитом; частое переслаивание отдельных слоев, обогащенных этими минералами, в связи с чем выделяются существенно титанитовые породы - "сфениты", титанит-титаномагнетит-апатитовые руды, титанит-апатитовые уртиты и ийолиты. Особую группу составляют "окисленные" руды, т.е. апатит-нефелиновые руды, подвергшиеся процессам низкотемпературного натрового метасоматоза - шпреуштейнизации. Эти процессы приводят к замещению нефелина вторичными минералами - натролитом, гидрослюдой, лимонитом и халцедоном. Однако влияние процессов окисления на остальные минералы руд незначительно.

Руды комплексные, помимо основного полезного компонента - апатита, содержат попутные компоненты II группы - нефелин, титанит, титаномагнетит и эгирин, и III группы - элементы, присутствующие в минералах в виде изоморфных примесей: в апатите - 40-41% P_2O_5 , 2.5-3.5% F, 1.8-3.5% SrO, 0.9-1.2% REE (Ce, La и др.); в нефелине - 28-29% Al_2O_3 , около 40 г/т Ga, 130 г/т Rb и Cs; в полевых шпатах - Al_2O_3 ; в титаните - Ti, Nb; в эгирине - Ti, Fe, в титаномагнетите - Ti, Fe, V, Nb.

Приведем краткую характеристику основных месторождений апатит-нефелиновых руд Хибинского массива в географическом порядке с северо-запада на юго-восток [*Минеральные месторождения ...*, 1981; *Новые Хибинские апатитовые ...*, 1982; *Каменев, 1987*; *Мультимедийный справочник ...*, 2001, *Шпаченко*].

Месторождение Партомчорр находится в северо-западной части ийолит-уртитовой дуги и расположено в 30 км севернее г. Кировска, с которым связано грунтовой дорогой. До железнодорожной ст. Имандра - 30 км. Поверхностная часть рудной зоны приурочена к подножиям горной цепи Куэльпор-Рисчорр-Партомчорр-Лявочорр в пределах абсолютных отметок от +(250-300) м в долине р. Кунийок до +1100 м. Гидрографическая сеть представлена р. Кунийок, протекающей с юга на север, и впадающими в нее с северо-востока притоками Партомийок и Лявойок.

В геологическом строении принимают участие следующие комплексы пород:

- 1) четвертичные отложения - аллювиальные, делювиальные, коллювиальные отложения и морена;
- 2) дайковые и жильные породы - тингуаиты, лампрофиты, ломоносовит-мурманитовые люавриты;
- 3) щелочные метасоматиты;
- 4) рисчорриты массивные;
- 5) апатито-нефелиновые и апатито-титанитовые породы и руды, уртиты, уртиты полевошпатовые, ювиты, пегматиты;
- 6) мельтейгиты, ийолиты, уртиты гнейсовидные и слабогнейсовидные;
- 7) лявочорриты;
- 8) хибиниты трахитоидные;
- 9) роговики различного

состава - останцы пород кровли массива. Дайки отмечаются редко, устанавливается их приуроченность к кольцевым, радиальным и диагональным трещинам.

Рудная зона мощностью до 185 м, представленная переслаиванием апатит-нефелиновых руд с уртитам и йолитами, прослежена по простиранию на 6.0 км и по падению на 1.2 км. Падение рудной зоны пологое, 30-35° ЮВ. По составу и пространственному положению в рудной зоне выделяются три рудных тела, разделенные на отдельных участках безрудными прослоями. Форма рудных тел пластообразная, линзовидная. Первое рудное тело располагается в висячем боку рудной зоны. В его составе, наряду с апатит-нефелиновыми рудами, широко развиты титанит-apatитовые руды и породы. Второе рудное тело слагает центральную часть и лежащий бок рудной зоны. В его составе преобладают апатит-нефелиновые руды линзовидной и сетчатой текстур, а также уртиты, в различной степени обогащенные апатитом (уртит с апатитом, уртит апатитовый) и массивные апатит-нефелиновые руды. Третье рудное тело имеет небольшую площадь развития и по составу не отличается от второго рудного тела. Характерной особенностью месторождения является отсутствие брекчиевых руд, широко развитых на других месторождениях Хибинской группы.

Пострудная дизъюнктивная тектоника на площади месторождения проявлена слабо. В южной части месторождения зафиксированы зоны интенсивной шпреуштейнизации пород мощностью до 4 м, связанные с системой субширотных крутопадающих трещин. В центральной части месторождения зоны шпреуштейнизации приурочены к системе пластовых пологопадающих трещин. Крупных смещений вдоль даек не обнаружено.

Руды Партомчоррского месторождения представлены следующими текстурными разновидностями: апатит-нефелиновые - линзовидно-полосчатые, сетчатые, массивные; титанит-apatитовые руды; апатитсодержащие породы - апатитовые уртиты и ийолиты, апатит-

титанитовые ийолиты, уртиты и ийолиты с апатитом.

В отличие от других месторождений, на Партомчоррском преобладают руды с относительно низким содержанием апатита - около 20% (линзовидно-полосчатые, сетчатые, апатитовые уртиты и ийолиты); более широко развиты породы, обогащенные титанитом (7%) и титаномagnetитом (5%). Месторождение находится в резерве.

Месторождение Куэльпор находится в западной части ийолит-уртитовой дуги, расположено на западных склонах горы Куэльпор и вытянуто вдоль подножия гор в пределах абсолютных отметок 350-700 м. Гидрографическая сеть представлена р.Кунийок, протекающей с юга на север, и впадающим в нее с северо-востока притоком Рисйок. Отличительными особенностями Куэльпорского месторождения являются:

1 - сложная морфология рудной залежи, обусловленная брекчированием ее пегматоидными урритами со стороны лежачего бока с нарушением сплошности на южном фланге;

2 - резкое выклинивание рудного тела по падению, а на северном фланге и по восстанию;

3 - отсутствие четкой зональности в поперечном разрезе, связанное с резким преобладанием в его объеме линзовидно-полосчатых и сетчатых руд при подчиненном развитии (или отсутствии) и не-закономерном распределении богатых пятнистых руд;

4 - развитие по падению залежи поздней крутопадающей интрузии льявочорритов, непосредственно контактирующей с рудным телом в центральной его части и на южном фланге.

Рудное тело прослежено на протяжении 1 км. Его выклинивание по простиранию установлено на юге и севере. Выклинивание рудного тела по падению обусловлено крутопадающим тектономагматическим контактом ийолит-уртитов с льявочорритами. На южном фланге на протяжении 600 м отмечается брекчиевое строение рудной зоны и массивных урритов, где вблизи контакта с

лявочорритами в урритах встречаются отдельные блоки апатит-нефелиновых руд. Рудное тело достигает мощности 80-110 м. Оно представлено чередованием бедных апатит-нефелиновых руд (линзовидно-полосчатых, сетчатых, массивных) с апатитовыми урритами и безрудными урритами. В лежачем боку развиты уртиты с апатитом (2-4% P_2O_5) мощностью до 50-60 м. В северной части месторождения широко развиты надрудные породы - гнейсовидные ийолит-уртиты и массивные ювиты. Между различными типами руд наблюдаются постепенные переходы. Подстилающие массивные среднезернистые уртиты достигают мощности 300-400 м. В их висячем боку, чаще на флангах, проявлены пегматоидные уртиты, срезающие отдельные рудные слои и брекчирующие руды.

По результатам магнитной съемки на площади месторождения выявлены тектонические нарушения. Преимущественное направление нарушений северозападное и субширотное. В центральной части месторождения отмечаются зоны повышенной трещиноватости субширотного направления, сопровождающиеся дайками лампрофиров, цеолитовыми прожилками и шпреуштейнизацией. Месторождение находится в резерве.

Кукисвумчоррское месторождение апатит-нефелиновых руд представляет собой часть единой Кукисвумчорр-Юкспорской рудной линзы. Собственно Кукисвумчоррская рудная залежь выходит на поверхность в нижней части юго-западного отрога горы Кукисвумчорр на отметках (400-500) м. Протяженность ее по простиранию (СЗ 330-340°) составляет 2400 м, по падению она прослежена на 1500-1600 м до абс. отм. 600-700 м. Углы падения рудной залежи увеличиваются от 20-25° до 50-60° на глубине.

На Кукисвумчоррском месторождении, как и на других месторождениях Хибин, выделяются следующие текстурные типы руд: пятнистые и пятнистополосчатые (содержание апатита - 60-80%), линзовидно-полосчатые (30-50%), крупноблоковые (30-40%), массивные, сетчатые (20-30%), брекчиевые (20-40%),

титанит-апатитовые (содержание апатита - 20-10% и меньше, TiO_2 - более 5%).

В поперечном разрезе рудное тело имеет зональное строение: к верхнему контакту с покрывающими ийолитами приурочены титанитовые и титанит-апатитовые руды, мощность которых меняется от 8-10 до 40-50 м, под ними залегают пятнистые руды мощностью 30-50 м, ниже располагаются линзовидно-полосчатые руды, преобладающие в объеме рудной залежи (мощность 50-100 м и более), к лежащему боку приурочены сетчатые мощностью 10-30 м и массивные руды мощностью 10-20 м, которые связаны постепенными переходами через апатитовые уртиты с толщей подстилающих массивных уртитов. Крупноблоковые и брекчиевые руды, как правило, приурочены к зоне контакта пятнистых (пятнисто-полосчатых) и линзовидно-полосчатых руд, где они слагают жиллообразные тела мощностью 5-10 м. Переход к подстилающим массивным уртитам - постепенный.

Тектонические нарушения разделяются на внутрирудные и пострудные. Первые связаны с процессом формирования рудной залежи и выражаются в образовании пликативных и дизъюнктивных нарушений в рудном теле, за пределами которого они не прослеживаются. Их амплитуда измеряется первыми метрами. Вторые представлены поперечными и диагональными трещинами, которые обычно залечены дайками лампрофиров, тингуаитов и др. и сопровождаются дроблением, милонитизацией и низкотемпературным изменением боковых пород. Их падение, как правило, субвертикальное. Амплитуда смещений составляет первые десятки метров. Следствием этого является резкое снижение механической прочности пород и руд. Последние нарушения пересекают все породы, развитые в районе месторождения. Они прослеживаются на многие километры по простиранию и на сотни метров на глубину.

Руды комплексные. Среднее содержание P_2O_5 - 14.5%. Особую группу составляют "окисленные" (шпреуштейни-

зированные) руды. Месторождение разрабатывается.

Месторождение Юкспор находится в юго-западной части ийолит-уртитовой дуги между месторождениями Кукисвумчорр и Апатитовый Цирк. Оно является частью Кукисвумчорр-Юкспорской рудной линзовидной залежи. Месторождение приурочено к зоне контакта массивных уртитов (лежащий бок рудного тела) и покрывающих луювритов-малинитов, гнейсовидных ийолитов, которые сменяются рихсчорритами. Массивные уртиты слагают пластообразное тело мощностью 200-300 м, непосредственно подстилающее рудную залежь, а также образуют серию маломощных прослоев внутри рудной зоны. Ниже по разрезу массивные уртиты сменяются толщей гнейсовидных ийолит-уртитов.

Протяженность месторождения Юкспор составляет 3.35 км. Простирание изменяется от СЗ 330° (участок Гакман) до СЗ 320° (участок Юкспор). Средняя мощность рудной залежи по всему месторождению составляет 70 м. Характерной особенностью строения рудной зоны является соответствие между линзовидной формой рудной залежи и линзовидным мотивом слагающих ее слоев и прослоев безрудных пород и отдельных текстурных разновидностей руд. Также для внутреннего строения месторождения характерна определенная зональность, выраженная в закономерной смене от висячего бока к лежащему следующим природных типов руд: титанит-апатитовых, пятнистых, линзовидно-полосчатых с прослоями блоковых и массивных, сетчатых, апатитовых уртитов, постепенно переходящих в уртиты с убогой вкрапленностью апатита и далее подстилающихся массивными уртитам. Жилообразные, субсогласные и секущие тела брекчиевых руд достигают мощности от долей метра на глубоких горизонтах до десятков метров на верхних горизонтах.

Титанит-апатитовые руды приурочены к зоне верхнего контакта апатитовой залежи с покрывающими надрудными ийолит-уртитам. Мощность титанит-апатитовых руд достигает 30-40 м, по на-

правлению к краям тел мощность их постепенно уменьшается до полного выклинивания. Ниже титанит-апатитовых руд, обычно без резких контактов залегают пятнистые и линзовидно-полосчатые апатит-нефелиновые руды.

Внутрирудная тектоника представлена пликативными и дизъюнктивными нарушениями, которые выражены полосчатостью, ориентировкой линзочек и прерывистых пятен ийолит-уртитов, складками в зонах слоистого сложения, субсекущими телами рудной брекчии, малоамплитудными (десятки сантиметров - первые метры) взбросами и сбросами, не выходящими за пределы рудной залежи. Пострудная тектоника на месторождении Юкспор представлена разломами, выполненными дайками лампрофиров, гидротермальными жилами и линейными корами выветривания.

Руды Юкспорского месторождения представлены рядом текстурных разновидностей: титанит-апатитовыми, пятнистыми, линзовидно-полосчатыми, блоковыми, сетчатыми, массивными, брекчиевыми, а также апатитовыми урритами и ийолитами. По своему вещественному составу они аналогичны рудам других эксплуатируемых и разведываемых месторождений Хибинской группы.

Среднее содержание P_2O_5 в рудах по месторождению составляет 17.7%. Руды комплексные. Титанит присутствует практически во всех рудах месторождения, но в незначительном количестве - от 1.36 до 3.77% (среднее по всем апатит-нефелиновым рудам - 2.44%).

Рудное тело и вмещающие породы разбиты сетью трещин различной ориентировки. Выделяются четыре основные системы трещиноватости. Месторождение разрабатывается.

Месторождение Апатитовый Цирк находится в южной части ийолит-уртитовой дуги между месторождениями Юкспор и Плато Расвумчорр. Месторождения Апатитовый Цирк и Плато Расвумчорр являются двумя частями одной линзовидной рудной залежи и обладают однотипным геологическим строением. Протяженность месторождения Апатито-

вый Цирк по простиранию 2.5 км. Непосредственно с рудной залежью со стороны висячего бока контактируют массивные рихчорриты (на верхних горизонтах) и гнейсовидные ийолит-уртиты, малиниты (на глубоких горизонтах). Горизонтальная мощность залежи увеличивается от СЗ к ЮВ флангу от 10-50 м до 150-200 м. Углы падения залежи плавно увеличиваются с глубиной от $15-20^\circ$ (на верхнем уровне залежи) до $40-50^\circ$ (на глубине). Простирание залежи (по линии кровли) СЗ - $295-300^\circ$.

Апикальная часть рудной залежи на месторождении Апатитовый Цирк эродирована. Центральная, наиболее мощная, часть залежи характеризуется зональным внутренним строением - в направлении от лежачего к висячему боку выделяются:

1 - зона урритов с вкрапленностью апатита, апатитовых урритов и массивных апатит-нефелиновых руд мощностью 10-15 м;

2 - зона сетчатых, линзовидно-полосчатых и блоковых руд общей мощностью 50-100 м; прослой блоковых руд (мощность - 10-30 м), залегающих внутри линзовидно-плосчатых, является маркирующим;

3 - зона пятнистых и пятнисто-полосчатых руд мощностью 25-75 м приурочена к центральной и верхней части залежи;

4 - прерывистая зона титанит-апатитовых руд мощностью от 0-5 до 15-20 м размещается в верхнем контакте рудной залежи и перекрывается ийолит-урритами.

Данная последовательность чередования природных типов руд нередко нарушается появлением в разных частях разреза жилообразных прослоев внутрирудной брекчии. Нижняя, глубинная часть рудной залежи, характеризуется значительной протяженностью по простиранию - 5.7 км и по падению - 0.7-1.3 км, направленным увеличением мощности от 0-10 м (в зоне выклинивания на глубоких горизонтах) до 100 м (по восстанию).

Дайки на месторождении крайне редки. Рудные тела и вмещающие породы разбиты трещинами различных направлений. С некоторыми из систем трещиноватости связаны зоны шпреуштейнизации. Максимальное содержание P_2O_5 (31.4%) в пятнистых рудах, минимальное (12.3%) - в титанит-апатитовых. Месторождение разрабатывается.

Месторождение Плато Расвумчорр находится в южной части ийолит-уртитовой дуги между месторождениями Апатитовый Цирк и Эвеслогчоррское. Плато Расвумчорр и Восточный Расвумчорр имеют "столообразную" форму и соединяются между собой узкой перемычкой. Речная сеть представлена горными речками Юкспорйок, Расвумйок, относящимися к речной сети оз.Б.Вудьявр и руч. Буровым и Безмяным, притоками р.Вуоннемйок, впадающей в оз.Умбозеро. Месторождение приурочено к контактной зоне, где подстилающими являются массивные уртиты с покрывающими массивными рихсчорритами (на верхних горизонтах) и гнейсовидными ийолит-уртитам, малиньтами (на глубоких горизонтах). Мощность надрудных ийолит-мельтейгитов и малиньтитов варьирует в широких пределах.

Горизонтальная мощность залежи увеличивается от СЗ к ЮВ флангу от 10-50 м до 150-200 м. Углы падения залежи плавно увеличиваются с глубиной от 15-20° (на верхнем уровне залежи) до 40-50° (на глубине). Простираение залежи (по линии кровли) плавно изменяется от широтного (на восточном фланге Плато Расвумчорр) до СЗ 295-300° (Апатитовый Цирк - ущелье Гакмана). Протяженность рудной залежи по простиранию 3.2 км. Восточный фланг рудной залежи выклинивается на перемычке Восточный Расвумчорр-Коашва.

Два месторождения - Апатитовый Цирк и Плато Расвумчорр (общая протяженность по простиранию 5.7 км) являются двумя частями одной линзовидной рудной залежи. Апикальная часть рудной залежи на месторождении Плато Расвумчорр к настоящему времени практически отработана. Центральная, наиболее мощ-

ная часть залежи характеризуется зональным внутренним строением (рис.3.55). В направлении от лежачего к висячему боку выделяются 3 зоны.:

1. Зона уртитов с вкрапленностью апатита (до 2-4% P_2O_5), апатитовых уртитов (4-8% P_2O_5) и массивных апатит-нефелиновых руд (более 8% P_2O_5) мощностью 10-15 м. Апатитсодержащие уртиты являются переходными разновидностями от подстилающих уртитов к линзовидно-полосчатым рудам и пользуются повышенным распространением вдоль лежачего бока апатитовой залежи. Они наиболее распространены в центральной части месторождения Плато Расвумчорр (абс. отм. +700-900 м);

2. Зона сетчатых, линзовидно-полосчатых и блоковых руд общей мощностью 50-100 м; прослой блоковых руд (мощность 10-30 м), залегающих внутри линзовидно-полосчатых, является маркирующим. В целом, зона этих руд занимает 43.3-48.2% объема рудного тела. Линзовидно-полосчатые руды пользуются максимальным развитием на гипсометрическом уровне +(700-800) м, где их горизонтальная мощность достигает 250-300 м; выше и ниже этих отметок мощность линзовидно-полосчатых руд постепенно снижается. Нижняя граница распространения блоковых руд фиксируется на отм. +(400-500) м, наибольшая мощность, как и для линзовидно-полосчатых, отмечается на горизонте +(700-800) м. Отмечается сопряженность прослоя блоковых руд и жил внутрирудной апатитовой брекчии;

3. Зона пятнистых и пятнисто-полосчатых руд мощностью 25-75 м, приурочена к центральной и верхней части залежи (выше абс. отм. + 500 м);

4. Прерывистая зона титанит-апатитовых руд мощностью от 0-5 до 15-20 м размещается в верхнем контакте рудной залежи с покрывающими ийолит-уртитам.

Данная последовательность чередования природных типов руд нередко нарушается появлением в разных частях разреза жилообразных прослоев внутрирудной брекчии. Брекчия состоит из об-

ломков тех же типов руд, которые она пересекает, сцементированных уртитом массивным неравномернозернистым полевошпатовым (до ювита), в разной степени обогащенным апатитом. Содержание апатита в цементе брекчии варьирует в широких пределах - от долей процента до 20% и более. Нижняя, глубинная часть рудной залежи характеризуется значительной протяженностью по простиранию - 5.7 км и по падению - 0.7-1.3 км, направленным увеличением мощности от 0-10 м (в зоне выклинивания на глубоких горизонтах) до 100 м (по восстанию). Дайки на месторождении крайне редки.

Содержание P_2O_5 колеблется от 8.32 (титанит-апатитовые руды) до 31.34% (пятнистые руды). Месторождение разрабатывается.

Месторождение Эвеслогчорр расположено в 12 км восточнее г.Кировска в горнодолинной части р.Вуоннемйок. Оно находится в южной части ийолит-уртитовой дуги между месторождениями Плато Расвумчорр и Коашва.

Апатитовая залежь Эвеслогчоррского месторождения, как и все другие месторождения Хибин, локализована в кровле толщи массивных уртитов и перекрывается породами комплекса гнейсовидных ийолит-уртитов, ювитов и рисчорритов. Отличительной особенностью геологического строения является то, что месторождение находится в слепом залежании и не выходит на поверхность. Эвеслогчоррское месторождение является наиболее глубинным среди других хибинских месторождений. Его верхняя граница проходит ниже абс. отм. 0 м, а нижний контур опускается до абс. отм. 1150-1400 м. Рудная залежь имеет форму уплощенной линзы размером 2.7×2.3 км при мощности в центре до 100 м. По на-

правлению к флангам, по восстанию и падению мощность линзы уменьшается до полного выклинивания. Простирание рудной залежи широтное, падение на север под углами 25-30° (от поверхности до абс. отм. 0 м), 35-40° (на гор. 0-500 м) и до 45° на больших глубинах. Изменение простирания, углов падения и мощности происходит постепенно.

В геологическом строении месторождения участвуют:

1 - подстилающие породы: массивные уртиты;

2 - покрывающие породы: породы комплекса гнейсовидных уртитов-ийолитов-мельтейгитов, массивные ювиты и рисчорриты, льявчорриты;

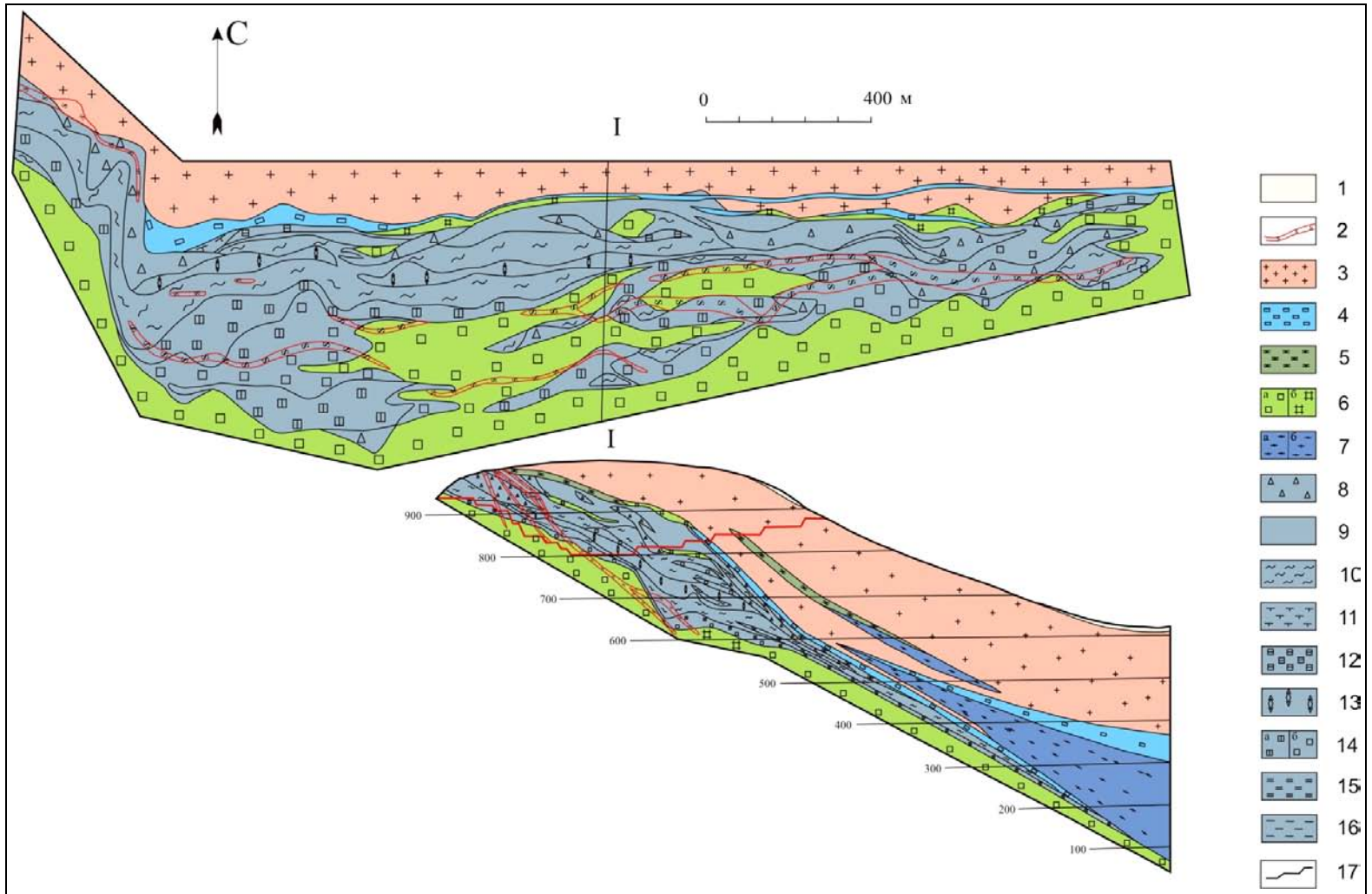
3 - породы рудной зоны: титанит-апатитовые, апатит-нефелиновые руды и массивные уртиты, связанные между собой промежуточными по составу разновидностями пород;

4 - дайковые породы представлены шонкинитами и лампрофирами, простираются на СВ и имеют крутое падение в обе стороны.

В разрезе рудной залежи титанит-апатитовые ийолит-уртиты и обогащенные титанитом руды приурочены к ее кровле, пятнистые и линзовидно-полосчатые руды с прослоями апатитовых уртитов преимущественно развиты в центральной части, а относительно более бедные по содержанию апатита массивные руды, апатитовые уртиты и уртиты с апатитом тяготеют к нижней части разреза, т.е., зональное строение рудной залежи проявляется и на Эвеслогчорре, однако, не так отчетливо и не повсеместно. Отмечается частое и не всегда закономерное переслаивание различных типов руд с уртитам.

Рис.3.55. Схематическая геологическая карта месторождения Плато Расвумчорр [Мультимедийный справочник..., 2001, Шпаченко и др.]:

1 - четвертичные отложения; 2 - зоны ипреуштейнизации; 3 - рисчорриты; 4 - льявриты; 5 - малиниты; 6: а - уртиты массивные среднезернистые, б - уртиты массивные мелкозернистые; 7: а - мельтейгиты, б - ийолиты гнейсовидные; 8 - брекчии апатит-нефелиновых руд; 9 - пятнистые руды; 10 - линзовидно-полосчатые руды; 11 - титанит-апатитовые руды; 12 - массивные руды; 13 - блоковые руды; 14: а - уртиты апатитовые, б - уртиты с апатитом; 15 - сетчатые руды; 16 - пятнисто-полосчатые руды; 17 - контуры карьера



Титанит-апатитовые и апатит-нефелиновые руды Эвселогчоррского месторождения по минеральному и химическому составу аналогичны рудам разрабатываемых месторождений, однако относительная распространенность текстурных разновидностей руд здесь иная, чем на месторождениях юго-западного рудного поля.

Среднее содержание апатита в титанит-апатитовых рудах 15-20%, в линзовидно-полосчатых 20-55%, в апатитовых уртитях 10-15%, в сплошных рудах 70-80%, в массивных - 20-40%. Руды месторождения отличаются низким содержанием полевого шпата и полным отсутствием шпреуштейнизированных (окисленных) разновидностей. Разработка месторождения, залегающего на глубине 400-1500 м от поверхности, будет производиться подземным способом.

Месторождение Коашва расположено на восточных отрогах горы Коашва и в долине р. Вуоннемйок. Вмещающими породами для продуктивного комплекса являются рихчорриты и лявочорриты, а для рудной залежи - ийолит-уртиты. Общее простирание структур северо-восточное 60° , падение на северо-запад и меняется от пологого вблизи поверхности до $40-50^\circ$ на глубине 1.5-2 км. Рудная зона оконтурена в геологических границах.

В лежачем боку выделяются трахитоидные уртиты, ийолиты, люавриты и малиньиты. Мощность пачки этих пород снижается с глубиной от 500 м до 40 м. Продуктивный комплекс представлен разнообразными ийолит-уртитам и апатит-нефелиновыми рудами. В отличие от апатитовых залежей юго-западного рудного поля (Кукисвумчорр-Плато Расвумчорр) на Коашве руды и уртиты образуют многоярусную рудную зону второго типа, в которой сочетаются сложные по форме пласты-линзы апатит-нефелиновых руд, интенсивно брекчированные массивными уртитам. В разрезе рудной зоны выявлены 4 рудных горизонта, которые являются фрагментами первоначально единой мощной апатитовой залежи, разобщенной поздними инъекциями уртитов на серию пластов-линз. После

реконструкции можно воссоздать первично единое рудное тело, аналогичное рудным залежам первого типа.

Первый рудный горизонт развит на всей площади месторождения и приурочен к контакту ийолитов с уртитам. Кровля его ровная, а подошва имеет волнистую поверхность, что связано с раздувами и пережимами. Титанит-апатитовые руды локализируются в верхней части рудной зоны, как и на других месторождениях. Второй горизонт размещается среди уртитов, характеризуется резкими колебаниями мощностей, прерывистостью оруденения в продольном и поперечном направлениях. Раздувы мощности этого горизонта совпадают с пережимами первого рудного тела. Третий горизонт является слепым рудным телом, имеет сложную форму и часто прерывается как по простиранию, так и по падению. Четвертый рудный горизонт (пласт) залегаєт в основании зоны (0.5-1.0 км от поверхности) и отличается сложной морфологией. Средняя мощность горизонтов колеблется от 32 до 42 м.

Руды месторождения Коашва по разнообразию текстурных типов близки другим месторождениям Хибин. Их распределение по рудным горизонтам, в целом, соответствует зональности, свойственной залежам первого типа. По степени распространенности в рудных горизонтах присутствуют следующие типы руд: I горизонт - титанит-апатитовые, линзовидно-полосчатые, брекчиевые, пятнистые и пятнисто-полосчатые, массивные и вкрапленные, блоковые; II горизонт - линзовидно-полосчатые, пятнистые, пятнисто-полосчатые, массивные и вкрапленные, брекчиевые, блоковые, титанит-апатитовые; III горизонт - линзовидно-полосчатые, брекчиевые, массивные и вкрапленные, пятнистые и пятнисто-полосчатые, блоковые; IV горизонт - линзовидно-полосчатые, пятнистые и пятнисто-полосчатые, массивные и вкрапленные, брекчиевые, блоковые.

Среднее содержание P_2O_5 относительно низкое - 16.6%, что связано с широким развитием брекчий с уртитовым цементом и относительно большой долей

массивных и вкрапленных руд. Месторождение разрабатывается.

Месторождение Ньоркпахк расположено на склонах гор Ньоркпахк и Суолуйав. Ийолит-уртиты, являющиеся непосредственно вмещающими породами для апатит-нефелиновых рудных тел, залегают в ризчорритах, которые подстилают и перекрывают толщу ийолит-уртитов. На месторождении интрузия ийолит-уртитов простирается на СВ 45-60° с падением на СЗ. Внутренняя расслоенность ийолит-уртитов (ориентировка гнейсовидности) конформна внешним контактам, однако на удалении от них, в центральной части тел отмечается более пологое залегание слоев. Истинная мощность ийолит-уртитов в сохранившейся от эрозии части составляет 250-400 м.

Апатит-нефелиновые руды, совместно с массивными уртитам и брекчирующими их гнейсовидными ийолитами, образуют рудную зону, состоящую из трех залежей брекчированных руд, имеющих неправильную (верхняя залежь), клиновидную (главная) и линзовидную (нижняя) форму. Рудные залежи разделяются межрудными массивными полевошпатовыми уртитам (ювитами) и гнейсовидными ийолитами. Размеры рудной зоны составляют: длина - 1800 м, ширина - 500-800 м, мощность - 250-300 м.

Верхняя, главная и нижняя рудные залежи Ньоркпахского месторождения характеризуются рядом общих признаков:

- рудные залежи размещаются внутри интрузии гнейсовидных ийолитов, которые брекчируют их и рассекают жилами;
- внутреннее строение залежей сложное: оруденение представлено брекчией апатит-нефелиновых руд, сцементированных гнейсовидными ийолитами;
- морфология рудных залежей определяется особенностями структуры тел разделяющих их ийолитов;
- рудные ксенолиты сложены пятнистыми, пятнисто-полосчатыми, блоковыми, полосчатыми, линзовидно-полосчатыми и массивными апатит-нефелиновыми рудами.
- форма рудных залежей сложная

(уплощенно-линзовидная и клиновидная); повсеместно отмечается вклинивание их на флангах, в продольном и поперечном сечении;

Объемное соотношение между текстурными разновидностями руд в рудной брекчии рудных залежей довольно выдержанное.

Апатит-нефелиновые руды представлены теми же текстурными разновидностями руд, что и на других месторождениях Хибин. Важнейшей особенностью месторождения Ньоркпахк является брекчирование апатит-нефелиновых руд гнейсовидными ийолитами, поэтому валовый состав рудной брекчии зависит от соотношения между ксенолитами и цементом. Среднее содержание P_2O_5 в апатит-нефелиновых рудах 20.4%.

Дорудная и внутрирудная тектоника фиксируется элементами сложной структуры месторождения, формой рудных тел и распределением отдельных текстурных разновидностей руд. Пострудная тектоника реализуется широким развитием рудной брекчии, даек, гидротермальных жил и трещиноватостью пород. Дайки на Ньоркпахском месторождении распространены более, чем на других хибинских месторождениях. Многие дайки непрерывно прослеживаются через всю рудную зону и распространяются далеко за ее пределы, т.е. более чем на 2 км. По падению протяженность даек достигает 1-1.5 км, реже отмечаются разрывы сплошности даек как по простираению, так и по падению. В целом, дайки ориентированы согласно с простираем рудной зоны, что свидетельствует об унаследованности ими структурного плана тектонических нарушений. По своему составу и относительному возрасту дайки располагаются следующим образом (от более ранних - к поздним): эссекит-диабазы, мончикиты, шонкиниты, щелочные трахиты и тингуаиты. Месторождение разрабатывается.

Месторождение Олений ручей расположено в юго-восточной части Хибинского массива. Его юго-западной границей является месторождение Ньоркпахк, в северо-восточном направлении

месторождение выклинивается вместе с продуктивной толщей ийолит-уртитов. В орографическом отношении месторождение приурочено к склонам гор Ньоркпахк, Суолуайв и Коашкар. Максимальная мощность продуктивной зоны наблюдается на юго-западном фланге, где она достигает 1.7 км, а на северо-восточном фланге ее ширина составляет не более 200 м.

Со стороны лежащего бока продуктивные породы контактируют с рихчорритами, а в зоне сопряжения с Ньоркпахским месторождением - с хибинитами. Висячий бок продуктивной зоны образуют как рихчорриты, так и фойяиты на участке выклинивания ийолитов. Протяженность месторождения 3.2 км, простирание северо-восточное 35-40°. Залежи апатит-нефелиновых руд сконцентрированы в двух рудных ярусах: верхнем - мощностью около 200 м, и нижнем - мощностью 200-400 м, которые разделены толщей безрудных гнейсовидных ийолит-уртитов мощностью - 200-300 м, включающей маломощные разрозненные линзы апатит-нефелиновых руд, которые не увязываются в протяженные рудные тела, а также пластовыми телами рихчорритов и нефелиновых сиенитов. Апатит-нефелиновые руды представлены пятнистыми, пятнисто-полосчатыми, линзовидно-полосчатыми, блоковыми рудами, а также непрерывной серией апатит-нефелиновых пород - сплошными апатитовыми рудами, массивными рудами, апатитовыми урритами и ийолитами, а также разубоживающими породами. На месторождении Олений Ручей, как и на месторождении Ньоркпахк, не представлены апатит-титанитовые породы.

Породы дайкового комплекса Хибин в районе месторождения представлены двумя группами даек. Первая группа объединяет шонкиниты-гералиты, щелочные трахиты и тингуаиты, дайковые тела которых концентрируются в зоны ВСВ простирания с падением на ССЗ под углами от 30 до 70° и прослеживаются под моренными отложениями на юго-западном фланге месторождения Ньоркпахк до месторождения Олений Ручей. Вторая группа даек объединяет мончики-

ты и слюдяные лампрофиры, которые образуют крутопадающие тела или серии тел мощностью от первых сантиметров до 30 м. К дайкам этой группы часто приурочены зоны тектонических нарушений, сопровождающиеся катаклазом и милонитизацией вмещающих пород, зеркалами скольжения и шпреуштейнизацией. Несмотря на широкое развитие дайковых пород на месторождении, здесь, как и на соседнем Ньоркпахском месторождении, не обнаруживается заметных смещений рудных тел вдоль выполненных дайками разломов. По масштабам проявления все дизъюнктивные нарушения объединены в три группы: региональная зона смятия; системы крупных трещин; мелкоблоковая трещиноватость.

Руды комплексные, среднее содержание P_2O_5 - 16.2%. Месторождение находится в резерве.

Из недр хибинских месторождений извлечено свыше 1.5 млрд т породы и вывезено за пределы массива свыше 1 млрд т. В Хибинах горные отвалы располагаются в непосредственной близости к рудникам, занимая склоны гор и ложе узких долин. Пески хвостохранилищ от обогащения апатит-нефелиновых руд уже получили определение техногенных месторождений [Дудкин, 1996]. Рыхлые моренные отложения вскрыты Саамским и Коашвинским карьерами. Вскрышные породы используются в качестве щебня для мощения внутренних дорог, подсыпки в бетон, для сооружения дамб и т. д. Перспективно использование вскрышных глин для производства строительных материалов, а уртитов - для металлургии. Но общий уровень использования вскрышных пород не превышает 5-6%. Отвалы обогатительных фабрик накоплены в трех хвостохранилищах. По составу они могут быть названы нефелиновыми песками и содержат в среднем 58-62% нефелина, 14-15% эгирина, 5-7% апатита, 3-3.5% титанита, 2.5% титаномагнетита. Нефелиновые пески являются ценным техногенным сырьем для получения кондиционных концентратов: нефелинового, титанитового, титаномагнетитового и апатитового. Фактически хвостохрани-

лища являются техногенными месторождениями комплексного сырья (Al, Ga, K, Na, Rb, Cs, Ti, Fe, V, Nb, Ta, P, REE, Sr) с огромными запасами.

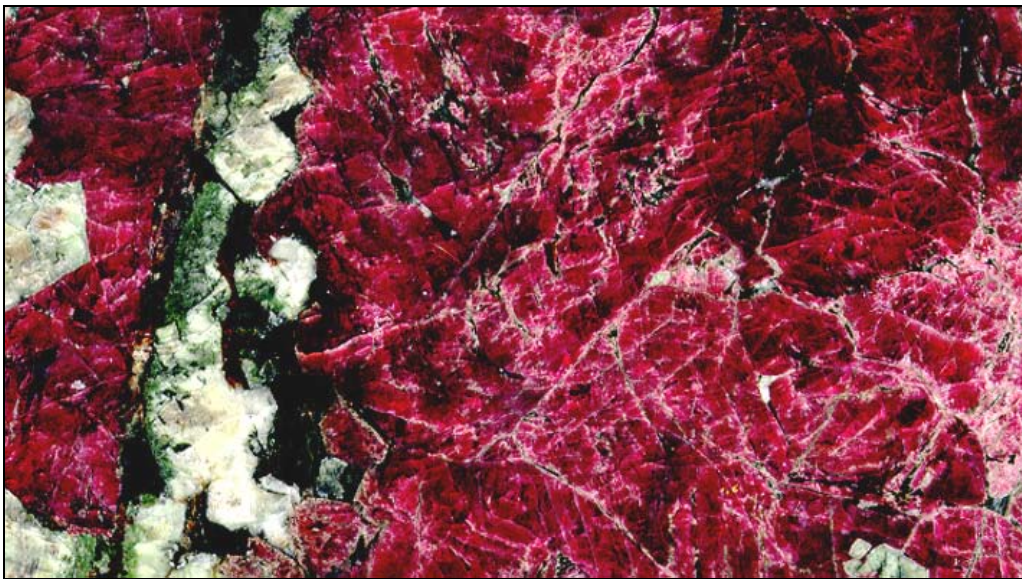
Ведущим предприятием Хибинского рудного района является ОАО комбинат "Апатит". После кризисного спада в середине 90-х годов прошлого столетия производство стабилизировалось на уровне выпуска 9 млн тонн апатитового и 1 млн тонн нефелинолвого концентратов. Разработана стратегия развития предприятия до 2015 г. и на последующий период [Федоров, 1999]. Привлекаются российские и иностранные инвестиции для модернизации производства и наращивания всей материально-технической базы предприятия. Увеличиваются поставки апатитового концентрата за рубеж и на основные заводы по переработке его в фосфатные удобрения - в города Воскресенск и Балаково.

Хибинский массив является богатейшим по разнообразию минеральных видов и крупнейшим по запасам промышленных минералов не только на Кольском полуострове, но и во всем мире.

Минералогия Хибинского массива отражена в большом числе публикаций [Минералы Хибинских ..., 1937; Минералогия Хибинского ..., 1978; Костылева-Лабунцова и др., 1978; Козырева, Меньшиков, 1986; Шлюкова, 1986; Хомяков, 1990; Балаганская, 1994; Меньшиков и др., 1999]. По последним данным [Яковенчук и др., 1999], в массиве достоверно описано 325 минеральных видов. Хибинский массив богат облицовочными материалами и декоративными камнями - уртитам (проявления Расвумчорр и Ручей Гакмана) и различными текстурными разновидностями хибинитов (месторождение Айкуайвенчорр и месторождение Ловчорр) [Жиров, Лащук, 1998]. Вне конкуренции среди этого вида сырья находятся дайки декоративных тингуаитов и жилы с эвдиалитом, аналогов которым нет нигде в мире (рис.3.56). С ороговикованными ксенолитами связана корундовая (сапфир) и бериллиевая минерализация.

3.8.4. Перспектива освоения

Район экономически освоен. В настоящее время детально разведаны 10 месторождений апатит-нефелиновых руд, из них 6 (Кукисвумчорр, Юкспор, Апатитовый цирк, Плато Расвумчорр, Коашва, Ньорпахк) активно разрабатываются на четырех рудниках, а 4 (Эвеслогчорр, Партомчорр, Куэльпор и Олений ручей) находятся в резерве. Хибинские месторождения занимают ведущее место в сырьевой базе фосфатной промышленности России. В структуре подтвержденных мировых запасов апатитовых руд доля хибинских месторождений составляет 30% [Коробов, Томчук, 1999]. Апатитовый концентрат используется для производства суперфосфата, как основы многих видов удобрений. Нефелиновый концентрат частично используется на Пикалевском ПО "Глинозем" для производства глинозема, поташа, соды, цемента, керамики и извлечения соединений галлия. Значительны перспективы его использования для производства алюмокремневых коагулянтов для очистки воды. Титанитовый (сфеновый) концентрат используется для получения титанокальциевых пигментов, обладающих высокими малярно-техническими свойствами. Титаномагнетитовый концентрат может быть использован в качестве утяжелителя для буровых растворов и для производства титановых шлаков. Металлургические свойства концентрата из руд Партомчоррского месторождения позволяют при электроплавке получать ванадиевый чугун (0.4% V₂O₅) и титановый шлак (72% TiO₂), пригодный для получения четыреххлористого титана. Эгириновый концентрат используется для изготовления стеклосмазки для трубопрокатного производства на Волжском трубном заводе. Теплоизолирующие и огнезащитные обмазки и футеровки на основе эгириновых порошков показали высокие эксплуатационные качества в паровых котлах ледоколов Мурманского пароходства.



*Рис.3.56. Хибинские подделочные камни: декоративный тингуаит (а), эвдиалит (б).
Фото Жирова Д.В.*

3.9. Ловозерский рудный район

3.9.1. Административное и географическое положение

Ловозерский рудный район административно находится в Ловозерском районе Мурманской области и расположен в основном в пределах одноименного Ловозерского щелочного массива (см. рис.2.1, 2.3 и 2.9).

Платообразный горный массив Ловозерские тундры находится в области главного водораздела Кольского полуострова, почти на 1000 м возвышаясь над холмистой равниной, насыщенной озерами и болотами. Ловозерский массив представляет собой морфоструктуру I порядка (см. рис.2.19). От Хибинских тундр его отделяет оз.Умбозеро, а с востока он омывается оз.Ловозером. На севере естественной границей служит депрессия, по которой течет р.Сергевань, на юге - понижение, прослеживающееся от Умбозера до Ловозера по цепи озер Пунча-Саранча-Яичные. Площадь района составляет 750 км², включая сам горный массив и его предгорья. Контур выхода щелочных пород почти совпадает с подножьем гор, проходя вблизи изогипсы +200 м. Единое некогда плато, понижающееся к северо-востоку и югу, рассечено глубокими долинами - трогами, цирками и ущельями на отдельные платообразные и куполовидные вершины, наиболее высокие из которых сосредоточены в северо-западной части массива (горы Аллуайв, Сенгисчорр, Кедыквырпахк и самая высокая Ангвундасчорр - 1121 м). В середине массива в широтной впадине находится оз.Сейдъявр.

Склоны гор террасированные, иногда закрыты россыпями. Крутизна склонов 5-15° и даже более. В Ловозерском массиве преобладают скульптурные формы рельефа. В долинах и на предгорьях лежит морена. Из четвертичных отложений преобладают элювиальные валунные поля, занимающие большую часть площади массива [*Четвертичные отложения ...*, 1993]. В восточной части, у берегов оз.Ловозеро и в долине оз.Сейдъявр

развиты торфяники. Местность, окружающая массив, закрыта мореной, флювиогляциальными озерными отложениями, торфяниками и заболочена. Гидрографическая сеть представлена многочисленными немногочисленными ручьями протяженностью 4-15 км и шириной 3-5 м. Выше границы лесной зоны (300 м) расположена зона тундровой растительности. Климат холодный с избыточной влажностью, температура от -43 до +33°, средняя - 0.3-3.9°.

Единственный населенный пункт - пос.Ревда (6 тыс. человек). Район связан шоссейной и железной дорогами со станцией Оленья Октябрьской железной дороги (75 км). Шоссейная трасса связывает пос.Ревду с районным центром пос.Ловозеро. Железнодорожная ветка и грунтовая дорога, проходящая вдоль восточного берега оз.Умбозеро, связывают пос.Ревда с городами Кировск и Апатиты. К поселку подходит ЛЭП. В районе находится горно-обогатительный комбинат ОАО "Севредмет" - крупнейшее предприятие в России по добыче редких металлов, в первую очередь Nb, Ta и REE. В его составе работают два действующих рудника Карнасурт и Умбозерский. Ловозерский щелочной массив является многофазной интрузией центрального типа. Его возраст составляет, по данным Rb-Sr-метода, 362±17 млн лет [*Козарко и др.*, 1983] и сопоставим с возрастом Хибинского массива нефелиновых сиенитов и других щелочно-ультраосновных интрузий с карбонатитами (360-410 млн лет). Ловозерский массив относится к формации агапитовых нефелиновых сиенитов (рис.3.57). В изучение геологии, петрологии, минералогии и рудного потенциала массива внесли свой вклад несколько поколений финских, советских и российских геологов [*Ramsay, 1890, 1894; Ферсман, 1923, 1941; Гуткова, 1930; Костылева, 1933; Покровский, Салье, 1933; Володавец, 1935; Чирвинский, 1936; Воробьева, 1940; Борнеман-Старынкевич, 1946; Герасимовский, 1952, 1966; Елисеев, Федоров, 1953; Власов и др., 1959; Атама-*

нов и др., 1961; Балашов, 1962; Буссен, Сахаров, 1967, 1972; Семенов, 1972; Когарко, 1977; Терешков и др., 1978; Буссен и др., 1978; Хомяков, 1990; Арзамасцев и др., 1998; Пеков, 2001]. Наиболее детальные геологические и петрологические исследования массива были выполнены И.В.Буссен и А.С.Сахаровым [1967, 1972].

3.9.2. Геологическое строение

Ловозерский щелочной массив расположен в пределах грабенообразной структуры, ограниченной глубинными разломами (см. Приложение 1, рис.2.20). Грабен заложен в кристаллических породах архея и выполнен среднепалеозойскими вулканогенно-осадочными породами. Ловозерский щелочной массив внедрился в гнейсы, относимые к кольско-беломорскому комплексу верхнего архея. Толща контактирующих с массивом гнейсов состоит из биотит-плагиоклазовых, гранат-биотитовых и двуслюдяных разновидностей, включающих залежи амфиболитов, магнетитовых кварцитов и силлиманитовых сланцев. Толща гнейсов прорвана телами пегматитов, амфиболовых габбро, пироксенитов, перидотитов, более древних, чем щелочной массив. Гнейсы дислоцированы, разбиты на крупные блоки, несколько перемещенные и перевернутые. Контакты массива с архейскими породами резкие, интрузивные. Поверхности контактов неровные, они идут уступами как в плане, так и в разрезе, сопровождаясь эруптивными брекчиями и в общем падая к центру массива. Северные и южные контак-

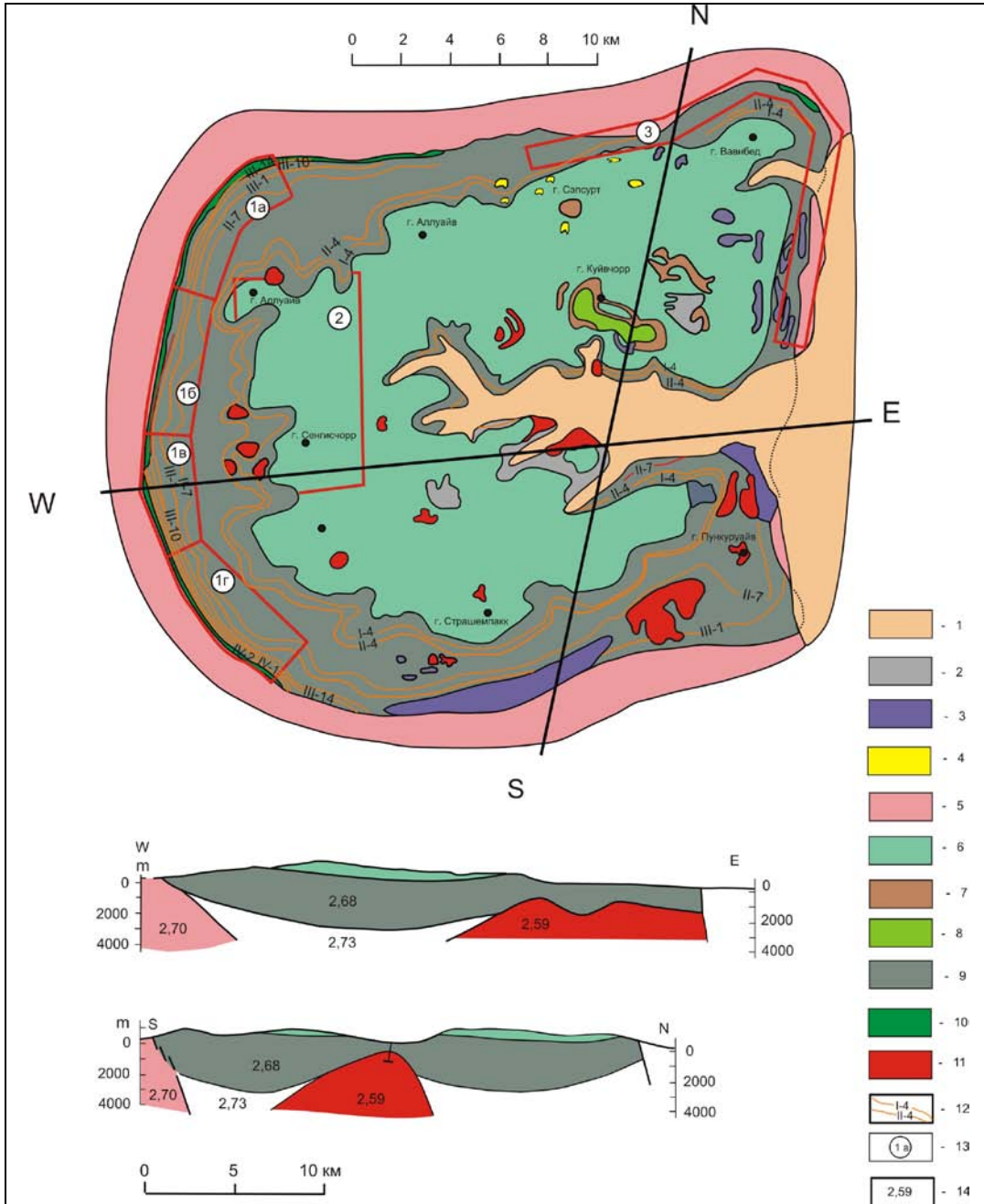
ты более крутые. На глубине около 1 км контакты выволаживаются, сохраняя направление падения. От массива отходят редкие апофизы и жилы. Вдоль восточного контакта в гнейсах на протяжении 7 км прослеживается серия идущих кулисообразно даек порфиридных луявритов. Ксенолиты гнейсов известны только вблизи подножья массива.

Контактово-метасоматические изменения наиболее интенсивно проявлены в гранито-гнейсах и гнейсах. Мезократовые щелочные породы Ловозерского массива вблизи контакта постепенно сменяются лейкократовыми пегматоидными породами, а в экзоконтакте интрузии с гранито-гнейсами широко развиты щелочные сиениты (фениты). Их полоса мощностью до 15 м имеет зональное строение: непосредственно у контакта развиты эвдиалит-микроклиновые фениты с эгирином, арфведсонитом и титанитом, затем следуют плагиоклазовые фениты, постепенно переходящие в плагиогнейсы. Контактные породы подвержены альбитизации.

Осадочно-вулканогенные отложения ловозерской свиты (D_2-C_1) образуют ксенолиты в щелочном массиве и остатки кровли на его периферии (рис.3.57). Состав свиты очень пестрый. Она сложена эффузивами от среднего до ультраосновного состава - трахитами, андезитами, пикритовыми и авгитовыми порфиритами, их туфами, а также алевролитами, песчаниками, кварцитами, конгломератами и т.д. Наиболее распространены глинистые сланцы, туфосланцы и авгитовые порфириты. Ксенолиты пород ловозер-

Рис.3.57. Схематизированная геологическая карта Ловозерского массива. Основа по Буссен И.В. и Сахарову А.С. [1972]; разрезы составлены Калинин М.М. [1974]:

1 - четвертичные отложения; породы ловозерской свиты: 2 - фонолиты, сиенит-порфиры; 3 - авгитовые порфиры и их туфы; 4 - метаморфизованные сланцы и туфосланцы; 5 - биотитовые гнейсы, гнейсо-граниты, гнейсо-диориты; 6 - эвдиалитовые луявриты, ловозерит-мурманитовые и полевошпатовые; 7 - фойяиты, фойяит-луявриты; 8 - ийолиты с апатитом и титанитом; 9 - луявриты, фойяиты и уртиты расслоенного комплекса (чередующиеся пачки); 10 - пегматоидные фойяиты, луявриты, щелочные сиениты зоны эндоконтакта; 11 - пойкилитовые и неравномернозернистые нефелиновые, нефелин-содалитовые и нозеановые сиениты; 12 - рудные горизонты луявритов, фойяитов и уртитов и их номера; 13 - участки оценки прогнозных ресурсов: 1 - Умбозерский участок: 1а - Северный фланг; 1б - Первое шахтное поле; 1в - Второе шахтное поле; 1г - Южный фланг; 2 - Участок Аллуайв - Анэвундасчорр - Сенгисчорр; 3 - Участок Сэпсурт - Вавнбед; 14 - плотность пород в г/см³



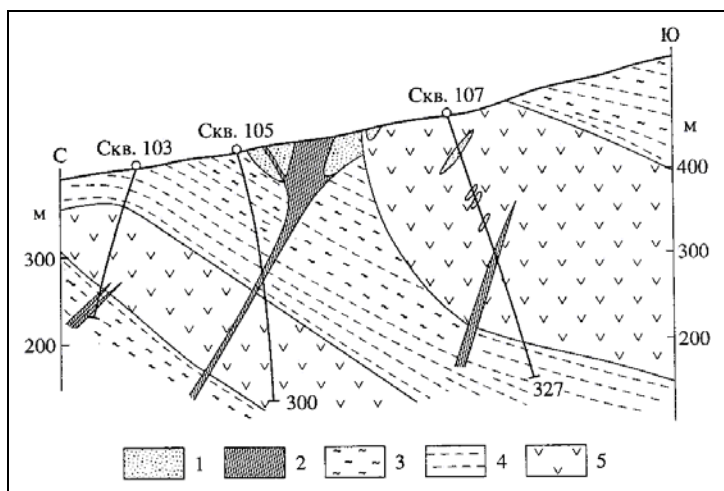


Рис.3.58 Геологический разрез северной части Ловозерского массива в районе горы Флора. Составлена по данным геологов Ловозерской ГРП [Арзамасцев и др., 1998]:
1 - песчаники; 2 - зоны альбитизации; 3 - фойяиты; 4 - лужавриты; 5 - вулканиты

ской свиты имеют размеры до нескольких квадратных километров и встречаются в северо-восточной, восточной и южной частях массива [Буссен, Сахаров, 1972]. Крупные блоки вулканитов мощностью до 200 м залегают в породах дифференцированного комплекса лужавритов-фойяитов-уртитов и пространственно ассоциируют с осадочными породами ловозерской свиты (рис.3.58). В крайней северо-восточной части массива преобладают ультраосновные щелочные породы - анкармиты и пикриты, к югу встречаются щелочные базаниты, а в районе гор Апуайв и Куамдеспак последние сменяются фонолит-порфирами [Арзамасцев и др., 1998]. Мощность отдельных покровов вулканитов не превышает первых метров. Щелочные базальтоиды содержат ксенолиты ультраосновных вулканитов.

Породы ловозерской свиты смяты в складки. Позднедевонский-раннекарбонный возраст эффузивно-осадочных пород установлен по остаткам флоры из сланцев [Тихоненкова, 1972]. Контакт пород ловозерской свиты со щелочными породами массива четкий. Трахитоидность в нефелиновых сиенитах огибают ксенолиты, повторяя их контуры. На контакте палеозойские породы превращены в андалузит-кордиеритовые, андалузит-слюдавые, ди-

опсид-амфиболовые и биотит-амфиболовые роговики. После формирования пород ловозерской свиты возникли крупные, почти широтные расколы, служившие путями подъема щелочной магмы Ловозерского массива [Савицкий, 1980]. Щелочная магма внедрялась в уже смятые в складки породы осадочно-вулканогенного девонского комплекса. При формировании массив неоднократно разламывался. Небольшие тектонические нарушения происходили и после его консолидации. Часть трещин служила путями

внедрения щелочных лампрофиров. Слабые подвижки отмечаются в голоцене и в настоящее время [Панасенко, 1963]. С конца палеозоя и до четвертичного периода господствовали эрозионные процессы, удалившие породы кровли щелочного массива. При этом обнажились крепкие и плотные лужавриты. В условиях преобладающего физического выветривания щелочные породы оказались более устойчивыми, чем сильнотрещиноватые и дислоцированные гнейсы обрамления, следствием чего является сохранение Ловозерского массива в виде горной страны.

Объемная форма Ловозерского массива и его точные размеры до сих пор не установлены точно. В.Рамзай [1890] относил Ловозерский интрузив к лакколлитам. К.К.Хазанович [1936] предполагал для него воронкообразную форму. Н.А.Елисеев считал массив пластовым телом [Елисеев, Федоров, 1953]. По мнению И.В.Буссен и А.С.Сахарова [1967, 1972], Ловозерский массив по форме является воронко- или грибообразным телом, близким лакколиту. Верхняя, наиболее широкая, его часть (24x29 км) имеет мощность 1.5-2 км и приурочена к зоне контакта гнейсов и ловозерской свиты. Под ней располагается кольцевая интрузивная структура.

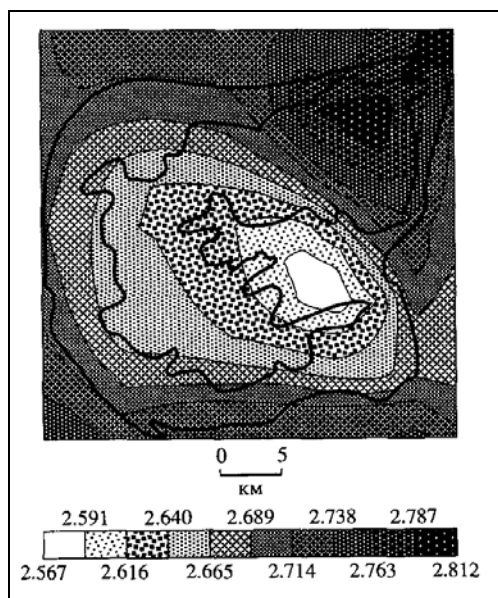


Рис.3.59. Схема распределения плотностей ($г/см^3$) для района Ловозерского массива на глубине 3 км. Контуром показано положение главных серий пород на поверхности [Арзамасцев и др., 1998]

зия площадью $320 км^2$, уходящая на глубину не менее 8 км. Общее падение слоев пород - к центру массива, где предполагается нахождение подводящего магматического канала [Шаблинский, 1963]. По геолого-геофизической модели [Арзамасцев и др., 1998], Ловозерский массив на глубине более 2 км состоит из двух зон, резко различающихся по плотности (рис.3.59). Юго-западная часть Ловозерского массива до глубины 10 км сложена апаитовыми сиенитами, причем именно здесь наиболее вероятен подводящий канал нефелин-сиенитовой интрузии. Установленная в центральной части (район оз.Сейдъявр) отрицательная аномалия силы тяжести отвечает телу щелочных и анальцимовых сиенитов. Юго-восточный, южный и западный контакты массива до глубины 4 км субвертикальны, на глубине 8-10 км наблюдается их выполаживание. Северный и северо-восточный контакты более пологие, но на глубине 9-10 км они становятся субвертикальными. Предположение о возможном кольцевом строении нижних горизонтов Ловозерского

массива в этой модели не находит подтверждения. Ловозерский и Хибинский массивы обладают автономным внутренним строением и не имеют единой системы подводящих каналов в верхних горизонтах земной коры - до глубины 12 км.

Массив сложен щелочными породами трех комплексов - дифференцированного лопаритоносного, эвдиалитовых люявритов и жильных пород [Буссен, Сахаров, 1967]. Фация эндоконтакта дифференцированного комплекса сложена средне-, крупнозернистыми и пегматоидными фойяитами, а также нефелин-содалитовыми сиенитами. Эти породы обрамляют расслоенную часть дифференцированного комплекса и прослеживаются параллельно контактной поверхности по простиранию и на глубину. Мощность зоны эндоконтакта колеблется от первых десятков метров до 600-700 м. Плоскость контакта массива с обрамляющими гнейсами падает в сторону массива в западной его части ($70-80^\circ$), в южной и северной части падение субвертикальное, а в северо-восточной и восточной - от массива ($70-80^\circ$). С глубиной угол падения становится более пологим ($35-40^\circ$), что установлено в западной части массива.

Наиболее широко распространенным является дифференцированный комплекс, составляющий примерно $3/4$ изученной части массива. Породы этого комплекса непрерывно прослеживаются как по всему периметру массива, так и в его центральной части. Дифференцированный комплекс состоит из расслоенной части, фации эндоконтакта и фации нефелиновых и содалитовых сиенитов [Буссен, Сахаров, 1972]. Расслоенная часть комплекса характеризуется периодической повторяемостью слоев мезократовых и лейкократовых пород семейства нефелиновых и содалитовых сиенитов различного петрографического состава и структуры (люявриты, фойяиты, уртиты, ювиты и переходные между ними разновидности).

Фойяиты - это светло-серые средне- и крупнозернистые породы массивного, реже трахитоидного сложения. Минеральный состав: К-Na полевой шпат - 60-

75%, нефелин - 15-25%. Второстепенные минералы: альбит, содалит, натролит. Уртиты представляют собой массивные мелкозернистые породы зеленовато-серого цвета. Минеральный состав: К-На полевошпат - 5-10%, нефелин - 70-80%, эгирин - 5-15%. Нередки разновидности уртитов с повышенным содержанием эгирина - до 40-50%, которые относятся к ийолит-уртитам. С уртитами связаны максимальные концентрации лопарита в рудных горизонтах. Луявриты являются наиболее распространенными породами. Внешне это средне- и крупнозернистые трахитоидные породы зеленовато-серого цвета. Трахитоидность обусловлена плоскопараллельной ориентировкой лейст К-На полевошпата и игольчатых кристаллов эгирина. Минеральный состав: К-На полевошпат - 60-70%, нефелин - 15-20%, эгирин - 20-35%. В зависимости от содержания эгирина луювриты подразделяются на лейкократовые луювриты - содержание эгирина до 15% и мезократовые луювриты - содержание эгирина более 25%. Нередко кроме эгирина присутствует арфведсонит, при преобладании последнего порода называется амфиболовым луювритом. Перечисленные выше виды пород, как правило, связаны переходными по составу и структурам разновидностями: ювитами, фойяит-ювитами, уртит-ювитами, фойяит-луйавритами, луюврит-ювитами. Мощность слоев изменяется от сантиметров до десятков метров. Они хорошо выдержаны по простиранию, а последовательность их расположения в разрезе комплекса сохраняется по всему массиву. Слои наклонены к центру массива под углами 10-15°, в приконтактных частях углы их падения возрастают до 40-60° (см. рис. 3.58).

Породы комплекса эвдиалитовых луювритов слагают верхнюю часть массива, залегая в виде своеобразной дуги шириной от 2 до 10 км, полукольцом огибающей котловину оз.Сейдъявр. Общая площадь развития пород комплекса достигает 270 км². По существу, эвдиалитовый комплекс - это пластовое, груборасслоенное тело мощностью от 100 до 700-800 м. Положение контактовой поверхно-

сти комплекса в целом согласное верхним слоям дифференцированного комплекса, лишь иногда верхние слои последнего "срезаются" породами эвдиалитового комплекса.

Эвдиалитовый комплекс сложен эвдиалитсодержащими разновидностями нефелиновых сиенитов: луювритами, фойяитами и их переходными разновидностями. Верхняя часть сложена преимущественно средне- и крупнозернистыми мезократовыми эвдиалитовыми луювритами (100 - 200 м), средняя часть - среднезернистыми (около 200 м). В нижней части преобладают неравномернозернистые и лейкократовые разновидности эвдиалитовых луювритов (до 300 м). Вблизи контакта комплекса широко развиты полевошпатовые порфировидные луювриты, лопаритовые ювиты, мурманит-ловозеритовые луювриты. Линзы фойяитов встречаются в любых частях разреза. Особенностью комплекса является постоянное присутствие в составе его пород эвдиалита как породообразующего минерала (в среднем - 10%). Для верхней части разреза характерно наличие пачек мощностью 10-40 м с содержанием эвдиалита - 15-20, а участками до 30%.

Породы группы фельдшпатоидных сиенитов широко развиты в эндоконтактной зоне массива, районе оз.Сейдъявр, в эвдиалитовом комплексе массива (возвышенности Сенгисчорр, Маннепахк, Страшемпахк). Общая площадь известных выходов не превышает 5% общей площади массива. В то же время объем этих пород, по-видимому, превышает объем дифференцированного и эвдиалитового комплексов. Так в центральных частях массива установлена отрицательная аномалия силы тяжести, отвечающая плотности - 2.59 г/см³ [Шаблинский, 1963]. По мнению М.М.Калинкина [1976], она связана с залеганием на небольшой глубине крупного тела нефелиновых сиенитов, уходящего на глубину 5-10 км, а отдельные выходы этих пород в районе оз.Сейдозеро являются апофизами этого тела. В настоящее время установлено более 300 тел нефелиновых сиенитов. Размеры их колеблются от первых метров до

8 км². По преобладанию тех или иных минералов выделяется 5 основных групп сиенитов:

- пойкилитовые нефелин-нозеановые сиениты;
- среднезернистые нозеан-нефелиновые сиениты;
- пойкилитовые содалит-нефелиновые сиениты;
- содалит-нозеан-нефелиновые сиениты;
- мелкозернистые фельдшпатоидные сиениты.

Пойкилитовые сиениты эвдиалитового комплекса считаются поздней субфазой, сформировавшейся в результате ликвации эвдиалит-луавритовой магмы.

Комплекс жильных пород представлен дайками щелочных лампрофиров.

Простирание их субширотное и северо-восточное, падение крутое, близкое к вертикальному, мощность от первых сантиметров до нескольких метров. Для Ловозерского массива характерно широкое распространение пегматитовых образований (до 1500 тел) [Пеков, 2001]. Форма тел в основном штокообразная, пластинчатая, часты секущие тела. Пегматиты Ловозерского массива

были выделены в ультраагпаитовый тип. Примером одного из наиболее изученных является пегматитовое тело № 71 - это крупный пегматит с уссингитовым ядром (рис.3.60). Здесь впервые в мире в коренном залегании обнаружен минерал из группы фельдшпатоидов уссингит. На материале из этого пегматита

В.И.Герасимовским впервые были проведены исследования по минералогии ультращелочных образований. Особенность пегматитов - широкий спектр редких минералов, отдельные из которых встречаются только в Ловозерском массиве [Герасимовский, 1952; Власов и др., 1959; Семенов, 1972; Хомяков, 1990; Пеков, 2001]. Всего в массиве зарегистрировано 250 минеральных видов. Уникальные тела пегматитов "Юбилейная" (рудник Карнасурт) и "Шкатулка" (рудник Умбозеро) получили статус памятников природы. Постмагматические процессы представлены альбитизацией, цеолитизацией и фенитизацией пород.

Структурно-тектонические особенности массива определяются относительно спокойной тектонической обстановкой

его становления на сравнительно небольших (до 3 км) глубинах в практически закрытой системе. Со стадией пластичного состояния пород массива связано формирование волнообразных и флексурных изгибов "слоев" с различными амплитудами и длинами волн, прогибание их в центральной части массива с образованием крутого наклона слоев в его краевых частях и выполаживанием к

центру массива. По мере затвердевания расплава и развития термоусадочных процессов характер дислокаций изменялся с образованием типичных дизъюнктивных расколов в виде кольцевых малоамплитудных ступенчатых сбросов с падением к центру массива и более крупных радиальных разломов, веерообразно рас-

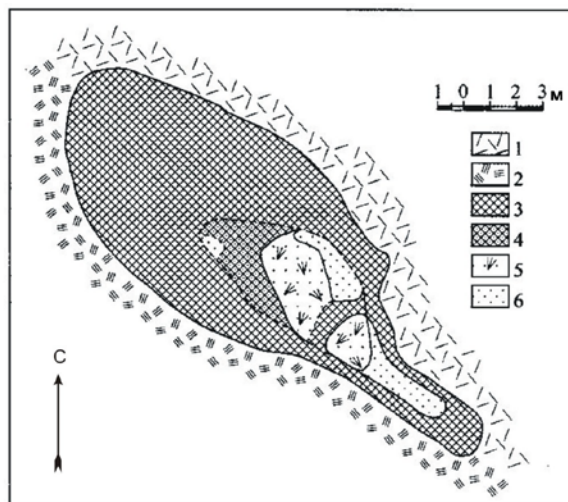


Рис.3.60. Схема строения уссингитового пегматитового тела № 71 на горе Малый Пункаруайв. По: Л.С.Бородину [Пеков, 2001]:

1 - фойяиты; 2 - мезократовые нефелиновые сиениты; 3 - эвдиалитовая зона; 4- эвдиалитуссингитовые участки; 5 - эгиринуссингитовые участки; 6 - уссингитовая зона

ходящихся от центра массива. В период неотектонической активизации радиально-кольцевая система была обновлена и разделила массив на ряд неотектонических блоков с относительными амплитудами перемещений, обычно не превышающими 50 м и редко достигающими 100-150 м. В местах сопряжений разнонаправленных тектонических разломов нарушенность пород резко возрастает с образованием зон повышенной трещиноватости. В их пределах системами трещин ограничиваются элементарные мозаичные блоки пород, весьма не устойчивые при горных работах. Проявления внутрирудной тектоники четко фиксируются волнообразными изгибами рудных горизонтов, согласных с общей "слоистостью" пород и являющихся в данном случае маркирующими. Изгибы наблюдаются как по простиранию, так и по падению. В первом случае длина волны больше и в среднем равна 200-250 м; во втором - она колеблется от 100 до 150 м. Амплитуды волн колеблются от 20 до 50 м. На фоне общей волнистости первого порядка наблюдается и мелкая гофрировка более высокого порядка.

3.9.3. Полезные ископаемые

Образование Ловозерского массива, по мнению большинства исследователей, связано с внедрением и консолидацией нескольких порций щелочной магмы. Рудные горизонты образовывались в результате процессов дифференциации при остывании и кристаллизации магмы. Главным рудным объектом в массиве является **Ловозерское лопаритовое месторождение**. В вертикальном разрезе расслоенной части дифференцированного комплекса условно выделяются серии, зоны, пачки и рудные горизонты. Всего установлено четыре полных и начало пятой серии пород, мощность которых изменяется от 200 до 670 м. Каждая серия делится на две различные по мощности зоны [Мультимедийный справочник ..., 2001, Бичук]:

верхняя зона (мощностью 60-80 м) лейкократовых пород, представленных фойяитами, ювитами;

нижняя зона (мощностью до 350 м) мезо-меланократовых пород, представленная многократным чередованием трехчленных пачек пород (фойяитами, ювитами, луявритами) или двухчленных пачек (фойяитами и мезократовыми луявритами).

В пределах пачек выделяются выдержанные по простиранию и падению горизонты пород, обогащенные лопаритом и получившие название рудных горизонтов. В первой серии выделено 4, во второй - 7, в третьей - 17, в четвертой - 10 рудных горизонтов. Рудная минерализация обычно приурочена к границам между массивными (фойяитами, урритами) и трахитоидными (луявритами) породами. Морфологически это маломощные пологоспадающие горизонты, залегающие согласно с общей слоистостью пород. К другим особенностям рудных горизонтов относятся приуроченность их к строго определенным местам разреза пород и определенным элементам ритмичности в любой части массива, высокая однородность оруденения независимо от мощности слоев вмещающих рудные залежи. Уникальность рудных горизонтов в том, что, с учетом их широкого площадного распространения, каждый из них представляет собой фактически отдельное месторождение со значительными запасами лопаритовых руд.

К основным промышленным типам руд относятся лопаритовые руды дифференцированного комплекса, эвдиалитовые руды эвдиалитового комплекса, эвдиалит-лопаритовые руды, связанные с порфиоровидными ювитами эвдиалитового комплекса, и лопаритовые россыпи. К настоящему времени в промышленную эксплуатацию вовлечены только лопаритовые руды горизонтов дифференцированного комплекса.

В изученной части разреза дифференцированного комплекса (с первой по четвертую серию) выявлено 26 рудных горизонтов, из них четыре горизонта

ОАО "Севермет" обрабатывает подземным способом. Это горизонты I-4 и II-4 на участке Карнасурт и горизонты III-10 и III-14 на Умбозерском участке (см. рис.3.57). Все рудные горизонты наклонены к центру массива. По мере удаления от контакта углы падения становятся более пологими - от 30-35° на поверхности, до 10-15° на удалении в 1 км и до 0° на расстоянии 2-3 км от контакта массива. По внутреннему строению и характеру распределения рудной минерализации рудные горизонты можно разделить на простые и сложные. Простые рудные горизонты характеризуются одним максимумом оруденения. Большая часть лопаритовых горизонтов относится к простым. Сложные рудные горизонты состоят из 2-4 сближенных лопаритовых горизонтов и характеризуются двумя - тремя максимумами оруденения. Для большинства рудных горизонтов характерно устойчивое и непрерывное лопаритовое оруденение. По простиранию и падению сохраняется внутреннее строение горизонтов и их вещественный состав, но местами наблюдается раздвоение пластов на ветви, разрыв сплошности. Разведанные горизонты по степени промышленной значимости и очередности их освоения делятся на эксплуатируемые, резервные, близкие к промышленным, непромышленные.

Горизонт I-4

Эксплуатируется на участке Карнасурт. Представляет собой рудный пласт малой мощности, залегающий в нижней части I серии дифференцированного комплекса и прослежен по всему периметру массива на несколько десятков километров. Горизонт I-4 падает к центру массива под углом 6-10°. По простиранию и падению отмечается волнистость. Горизонт сложен в верхней части уртитам, а в нижней - луавритами. Суммарная мощность горизонта 0.5-1 м, содержание лопарита 3.1-3.6%. Как объект самостоятельной добычи на других участках не рассматривается [*Мультимедийный справочник ...*, 2001, Бичук].

Горизонт II-4 (малиньитовый горизонт)

Является основным объектом добычи на участке Карнасурт. Горизонт II-4 - это пласт малой мощности, залегающий в лейкократовой зоне дифференцированного комплекса. Горизонт прослежен по всему периметру массива и имеет протяженность более 30 км. На участках Кедыквырпахк и Карнасурт простирание субширотное с падением на юго-восток в восточной части под углом 5-6° и в западной части - 10-12°. Горизонт сложен в центральной части малиньитовым слоем мощностью от 10 до 15 см с содержанием лопарита - 10-30%, в верхней части - уртитам мощностью - 30-80 см и в нижней части - фойяитами мощностью - 30-60 см. Содержание лопарита в урритах и фойяитах закономерно снижается от центра к бортам залежи от 10-15 до 1%. Средняя мощность горизонта - 0.2-0.7 м. Содержание лопарита - 3.5-4.7% [*Мультимедийный справочник ...*, 2001, Бичук].

Горизонт III-10

Подготавливается к разработке на первом шахтном поле Умбозерского участка. Руды попутной добычи из горизонта III-10 перерабатываются совместно с рудой горизонта III-14. Горизонт III-10 представляет собой пласт средней мощности - 4-8 м. Прослежен по периметру массива на десятки километров. Горизонт имеет падение к центру массива. В верхней части углы падения - 20-32°, и в нижней части - 15-20°. Он состоит из нескольких слоев пород, близких по минеральному составу: лейкократовые луавриты - 0.4-1.5 м, ювит-уртиты - 0.1-0.3 м, мезократовые луавриты - 3-5 м, фойяиты - 0.2-0.5 м. Среднее содержание лопарита - 1.7-2.2%. Состав редких земель и физические свойства в лопарите горизонта III-10 близки к таковым в лопарите горизонта III-14 [*Мультимедийный справочник ...*, 2001, Бичук].

Горизонт III-14

Является основным горизонтом Ловозерского месторождения. Детально разведан на I и II шахтных полях Умбозерского участка. Прослежен по западному периметру массива на 30-35 км. Углы падения в головной части залежи более крутые, колеблются от 22 до 32°, а с глуби-

ной выполаживаются до 12°. По простиранию и падению рудный горизонт имеет волнообразные изгибы, длина волн - до 1 км, амплитуда - 10-30 м. На фоне крупных изгибов наблюдаются мелкие с амплитудой - 1-5 м, длиной - 30-100 м. Ос-

тел и приурочен к лежащему боку эвдиалитового комплекса (рис.3.61). В пределах горизонта выделено 7 промышленных рудных тел, разделенных безрудными промежутками. Размеры рудных тел по простиранию в среднем - 1200 м, по па-

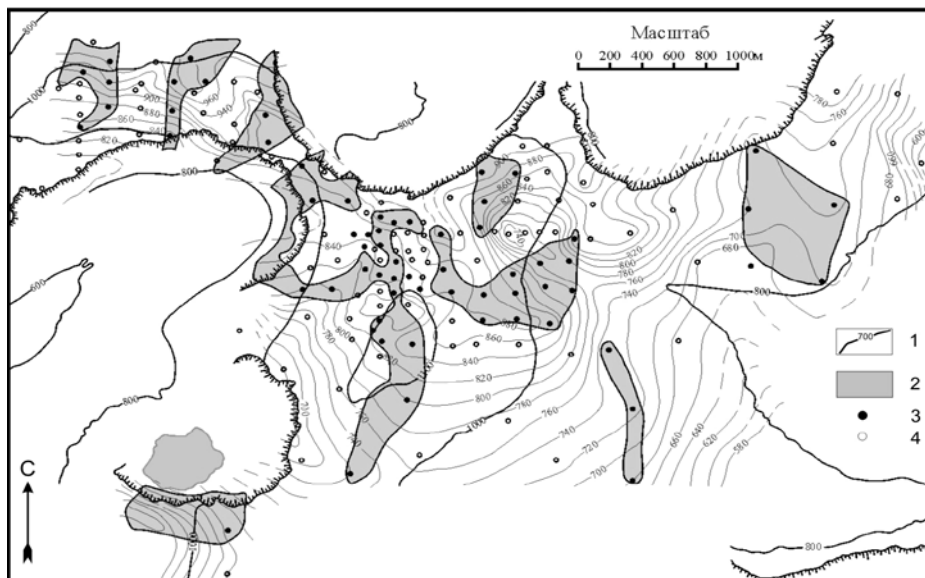


Рис.3.61. Схема размещения лопаритовых руд на участке Аллуайв [Мультимедийный справочник ..., 2001, Бичук]:

1 - изогипсы кровли горизонта лопаритовых ювитов (сечение 20 м); 2 - площади распространения богатых лопаритовых руд; 3 - рудные скважины; 4 - безрудные скважины

ложения в морфологии рудного горизонта связаны с телами нефелиновых сиенитов и фойяитов. Эти тела не только вызывают изгибы рудного тела, но иногда разрывают пласт, с появлением безрудных окон размером до 100-250 м. Мощность горизонта по падению закономерно увеличивается, в среднем от 1-1.5 м на верхних горизонтах до 2.5-3 м - на нижних. Лопаритовый горизонт в центральной части сложен луаврит-ювитами, а в лежащем и в висячем боку - луавритами. Наибольшие концентрации лопарита приурочены к центральной части горизонта. Содержание лопарита - 2.9-3.4%.

Горизонт порфировидных ювитов (участок Аллуайв)

Отличительной особенностью от других горизонтов является более сложное геологическое строение. Он представлен серией линзообразных рудных

дену - 600 м. Рудные тела сложены луаврит-ювитами, ювитами, подстилаются луавритами. Мощность рудных тел - 0.3-9 м. Руда - нефелиновый сиенит с мелкокрапленой лопаритовой и эвдиалитовой минерализацией. Структура руд - порфировидная, текстура микролуавритовая или массивная. Содержание лопарита и эвдиалита около 12%. Лопарит из горизонта порфировидных ювитов отличается от лопаритов других горизонтов повышенным содержанием Nb, Ta, REE [Мультимедийный справочник ..., 2001, Бичук].

Эвдиалитовая залежь уч. Аллуайв

Эвдиалитовые руды приурочены к верхней части разреза эвдиалитовых луавритов. Общая площадь развития руд - 20 км². По предварительным результатам, наибольший интерес представляет залежь богатых эвдиалитовых руд на

г.Ангвундасчорр и ее склонах. Рудное тело имеет длину 2300 м и ширину 500-700 м. Вмещающие породы - более бедные эвдиалитовые руды. Содержание эвдиалита в рудах составляет 15-30%. Выявлено несколько разновидностей эвдиалита, отличающихся физическими и химическими свойствами. Редкие земли в эвдиалите на 33-44% представлены элементами иттриевой группы. По составу редкоземельных элементов эвдиалит сопоставим с актюзским редкоземельным концентратом (Киргизия).

Выполненный в 1998 году сравнительный анализ месторождений циркона в России позволил экспертам МПР РФ заключить, что "...Аллуайвское эвдиалитовое месторождение – уникальный природный объект с практически неограниченными ресурсами комплексных цирконий-редкоземельно-ниобиевых руд, что выдвигает его в разряд крупнейших по запасам месторождений. Есть все основания предполагать, что оно способно удовлетворить не только российские потребности в цирконии, иттрии, ниобии, но и стать экспортером на мировой рынок..." [Быховский и др., 1998]. Балансовые (C_1+C_2) запасы богатых руд (21.66% эвдиалита) составляют 50.7 млн тонн, бедных руд (16% эвдиалита) – 527 млн тонн [Гавриленко и др., 2000б].

Лопаритовые россыпи

В процессе освоения Ловозерского коренного месторождения лопарита на склонах массива геологами Ловозерской ГРП в начале 70-х годов прошлого столетия были открыты россыпные проявления лопарита, сведения о которых приведены в ряде публикаций [Евзеров, Лихачев, 1974; Евзеров и др., 1978; Гавриленко и др., 1996; *Россыпные месторождения ...*, 1997].

Они расположены на северной периферии массива (Шамиокская, Сергеваньская и Ревдинская), на южном склоне (Райяврская), у восточного подножья (Прибрежная и участок губы Мотки), а также в центральной котловине, занятой оз.Сейдъявр (рис.3.62). Наиболее крупная из россыпей - Ревдинская. Это первое россыпное месторождение, которое было открыто в Мурманской области, если не

считать россыпей золота в отдельных районах Кольского полуострова, по историческим источникам [Ферсман, 1941]. Лопаритовые россыпи связаны с ледниковыми образованиями позднего плейстоцена (рис.3.63). Наиболее изучены

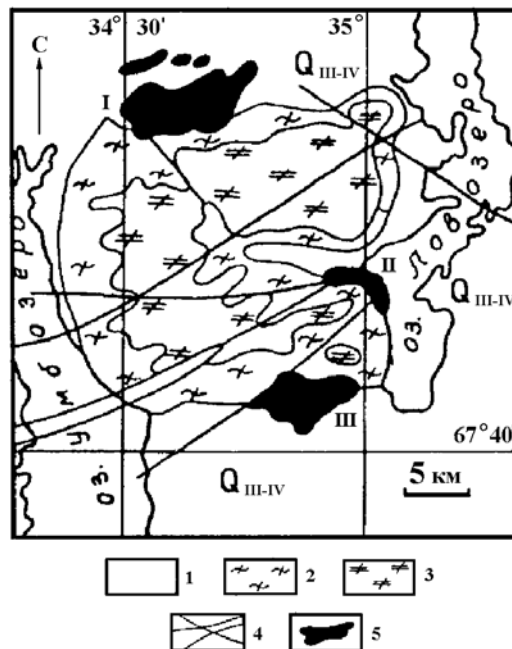


Рис.3.62. Схема размещения лопаритовых россыпей в Ловозерском рудном районе (по данным Ловозерской ГРП):

1 - четвертичные отложения, 2 - дифференцированный комплекс луювритов-фойяитов-уртитов, включая фойяиты эндоконтактовой зоны, 3 - эвдиалитовые луювриты центральной части массива, 4 - разрывные нарушения, выраженные в рельефе, 5 - россыпи лопарита; I - россыпи Сергеваньской группы (с запада на восток: Шамиокская, Ревдинская, Сергеваньская), II - россыпи Сейдозерской группы, III - Райяврская россыпь

россыпи северной Ревдинской группы. Они занимают площадь более 300 км². Протяженность отдельных россыпей до 10 км при ширине 3-5 км и мощности до 72 м. Содержание лопарита 2-3 кг/м³.

Кроме лопарита, из россыпей могут извлекаться магнетит и эвдиалит. В силу легкой обогатимости и высокой доступности лопаритовые россыпи могут рассматриваться как серьезный резерв для обеспечения сырьем Ловозерского горно-

обогатительного комбината.

Из менее значительных полезных ископаемых Ловозерского района можно назвать Ревдинское проявление каолиновых глин [Афанасьев, 1972; Минеральные месторождения..., 1981]. Оно представляет собой остаточную кору выветривания каолинового типа мезозойско-палеогенового возраста, сформировав-

парита не извлекается из-за отсутствия разработанной технологии и потребности. Извлечение стронция экономически не выгодно. Эвдиалитовый концентрат может применяться в металлургии, в керамической промышленности и как исходное сырье для извлечения циркония, тяжелых редких земель, иттрия.

До недавнего времени ОАО "Сев-

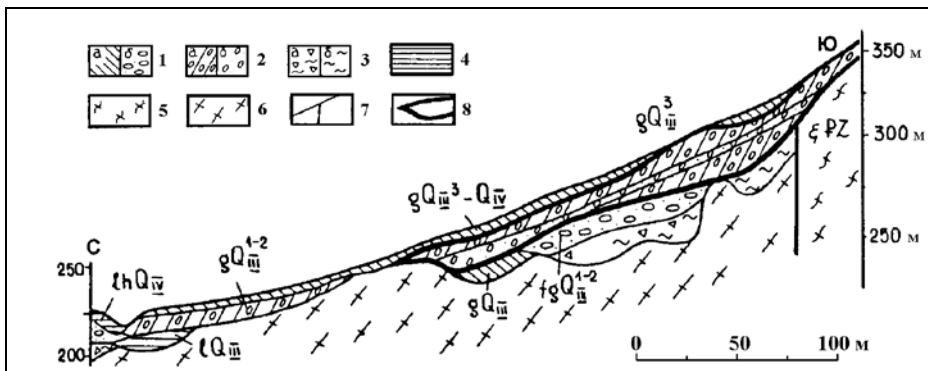


Рис. 3.63. Схематизированный разрез одной из россыпей Сергеваньской группы (по данным В.С.Лихачева, Ловозерская ГРП, 1977):

1 - ледниковые образования покровного оледенения: а - морена, б - флювиогляциальные; 2 - образования горнодолинного оледенения: а - морена, б - флювиогляциальные; 3 - элювиальные образования: а - неогенового возраста, б - верхне-мезозойско-палеогенового возраста; 4 - озерные осадки; 5 - щелочные породы Ловозерского массива; 6 - гранито-гнейсы архейского возраста; 7 - разрывные нарушения; 8 - контур рудного пласта

шуюся на кристаллических породах архейского гнейсового комплекса. В южной части Ловозерского массива известно небольшое проявление облицовочных авгит-порфиров ловозерской свиты - Киткнюн [Жиров, Лацук, 1998].

3.9.4. Перспективы освоения

Район экономически развит. В процессе обогащения лопаритовых руд на Умбозерской и Карнасурской фабриках получают лопаритовый (Ta, Nb, REE, Ti), апатитовый (P_2O_5), эвдиалитовый (ZrO_2), эгириновый и нефелин-полевошпатовый концентраты. Извлекаемые из лопаритового концентрата ниобий, тантал, редкие земли активно используются не только в военной и аэрокосмической отраслях промышленности, но и в производстве легирующих сталей, в электронике, атомной промышленности и т.д. Торий из ло-

редмет" на 80% обеспечивал страну ниобиевым сырьем и на 70% - танталовым и редкоземельным. В настоящее время предприятие находится в трудных экономических условиях и предпринимает все возможные шаги для поддержания производства. Принимая во внимание сложную и энергоемкую схему извлечения редких и редкоземельных металлов из лопаритового концентрата, возможен частичный переход обогатительных комплексов ОАО "Севредмет" на переработку пирохлора месторождений Салланлатва и Неске-Ваара, а также редкометалльных пегматитов с цезием и литием зоны Колмозеро-Воронья. В перспективе возможно также вовлечение в переработку богатых иттрий-циркониевых руд месторождения Сахарйок на юго-западе Кейвского рудного района. Наибольшие перспективы района связаны с освоением нового нетрадиционного вида сырья - эвдиалито-

вых руд, в которых сосредоточены основные ресурсы циркония и иттрия России [Быховский и др., 1998; Гавриленко и др., 2000б]. Месторождения эвдиалита предварительно разведаны, для них в КНЦ РАН разработаны оптимальные схемы отработки открытыми карьерами с годовой производительностью до 3 млн тонн руды, созданы, запатентованы и испытаны

на пилотных установках высокоэффективные технологии обогащения эвдиалитовых и лопарит-эвдиалитовых руд [Найфонов и др., 1994] и гидрометаллургической переработки эвдиалитовых и лопаритовых концентратов с экстракционным выделением высокочистых солей Zr, Hf Nb, Y, Ta [Калинников и др., 1999].

3.10. Мончегорско-Апатитский рудный район**3.10.1. Географическое***и административное положение*

Мончегорско-Апатитский рудный район (№ 10 на рис.2.20) расположен в центральной части Мурманской области (см. рис.2.3). Он включает часть территорий Кольского, Мончегорского, Кировского, Апатитского и Ловозерского административно-территориальных районов. На его территории расположено три крупных города - Мончегорск, Кировск и Апатиты с хорошо развитой инфраструктурой, промышленными предприятиями и мощным физическим и интеллектуальным потенциалом. Через район проходит главная железнодорожная магистраль Мурманск-Санкт-Петербург и ветки от нее до Кировска и до Коашвы, а также шоссе Мурманск-Санкт-Петербург с ответвлениями до Апатитов, Кировска и Коашвы. Кроме того, есть много грунтовых автодорог разного качества. По территории района проходят многочисленные линии электропередач высокого напряжения. В Апатитах работает мощная ТЭЦ.

В географическом отношении его северное остроконечное окончание начинается почти от озера Улита. Западная граница проходит вдоль западного подножья субмеридионального горного массива, который выделяется как Главный хребет, включающий Лосевые, Медвежьи, Чуна-, Нярк- и Монче-тундры. Восточная граница от оз.Улита вначале идет вдоль восточного подножья Лосевых и Медвежьих тундр. Затем граница района от оз.Вайкис уходит на юго-восток, проходя севернее г.Ниттис и оз.Нюдъявр через р-н губы Мончегуба озера Большая Имандра и далее до Хибин, а за Хибинами - до оз.Умбозеро. Восточное ограничение района условно проходит по долине р.Умба. Южная граница Мончегорско-Апатитского рудного района проходит по направлению - оз.Чунозеро - р.Чуна - водораздел между Большой Имандрой и Экостровской Имандрой - р.Черная и до р.Умба. Западная часть Мончегорско-Апатитского района входит в Лапланд-

ский биосферный заповедник, на территории которого запрещена хозяйственная деятельность.

На территории Мончегорско-Апатитского рудного района распространены в основном два типа морфоструктур (см. рис.2.19). В западной части - денудационно-тектонический рельеф, обусловленный поднимающимися блоками, ограниченными долгоживущими разломами. Центральная и южная части района представлены структурно-денудационным рельефом с очень слабо или гетерогенно поднятыми или опущенными блоками с различными уклонами своих поверхностей.

Из основных морфоскульптур, унаследованно развивающихся под контролем морфоструктурных условий, можно выделить в западной части формы комплексной денудации с относительно неглубоким расчленением, а на остальной территории - комплекс неглубоко врезанных сглаженных форм расчлененных равнин с холмистыми формами (за исключением системы резко выступающих вершин Ниттис-Травяная-Кумужья).

Из ледниковых структурных форм наиболее широко развиты моренные гряды, друмлины, камы и реже озы. На склонах Главного хребта есть небольшие кары, а на вершинах - нунатаки.

В центральной части района расположено оз.Большая Имандра. В него впадают протекающие по территории района и соединяющие системы небольших озер речки Вите, Куркенйок и Белая. Вокруг озера часть территории имеет средние высотные отметки - до 300-400 м. Максимальные высотные отметки приурочены к горной гряде Главного хребта, где они колеблются в пределах 500-1072 м.

3.10.2. Геологическое строение

Мончегорско-Апатитский рудный район расположен в очень сложном в тектоническом и структурном отношении участке северо-восточной части Балтийского щита. Он находится на стыке двух крупных структур Кольского региона -

Кольского и Беломорского доменов или составных террейнов (рис.3.64). Кроме того в него входит западный фланг Имандра-Варзугской структуры Печенга-Имандра-Варзугского палеорифтогена [Geology of ..., 1995]. Эта часть Лапландско-Беломорской шовной зоны двух крупных структур рассматривалась условно как "Приимандровский тектонический треугольник" [Пожиленко, 1990; Geology of ..., 1995]. Термин этот не имеет тектонического смысла - это скорее морфологическая структура, в которой супракрустальные и интрузивные образования, некогда сформированные в разных геотектонических условиях, ныне находятся в пространственной соподчиненности, то есть тектонически сближены по надвигам (рис.3.65). По терминологии террейновой тектоники для этой структуры ближе всего подходит по смыслу название "аккреционный террейн". Структурный ансамбль этого "тектонического треугольника" обусловлен многократным развитием в позднем архее и в раннем протерозое систем комплементарных разломов. В раннем протерозое они проявились в западной части района в виде сдвига-надвигов субмеридионального простирания, а в южной части - надвигов и сдвига-надвигов субширотного простирания. Эта система разломов осложнена более поздними субвертикальными разломами разной ориентировки.

Несмотря на интенсивные тектонические преобразования, прошедшие в этом районе во время позднепротерозойской коллизии, в Мончегорско-Апатитском рудном районе выделяются фрагменты позднеархейских и раннепротерозойских структур, сложенных супракрустальными породами, а также крупные структуры, представленные интрузивами или их фрагментами. Фрагменты структур, сложенные разновозрастными породами, имеют в основном тектонические границы [Geology of ..., 1995, Fig.1.10].

Все позднеархейские структуры Мончегорско-Апатитского рудного района - вторичные переработанные [Докембрийская тектоника ..., 1992]. Они сохранились только в виде фрагментов или

крупных геологических тел с автономными внутренними структурами, дискордантными по отношению к границам тел [Geology of ..., 1995, Fig.1.10; Вочеламбинский ..., 1991, рис.3].

В качестве фрагментов структур выделяются (с юга на север) крупные геологические тела, ограниченные разломами (см. рис.3.65): Чунозерская зона Лапландско-Беломорского шва; Вочеламбинский зеленокаменный пояс; Майяврская "пластина"; Кислогубская клиновидная зона; Куркенйокская "пластина"; Витегубская тектонизированная зона; Рижгубская зона; Южно-Оленегорский участок Оленегорского террейна; Мончегорский плутон; Островской массив; фрагменты массивов имандровского или умбарченского комплекса; Чунатундровский, Мончетундровский и Медвежьетундровский фрагменты габбро-анортозитов массива Главного хребта. В восточной части Мончегорско-Апатитского рудного района выделяются Прихибинский фрагмент и Южнохибинский участок Имандра-Варзугской структуры. Все выделенные структуры имеют отличительных признаков больше, чем признаков сходства.

Чунозерско-Вочеламбинская зона Лапландско-Беломорского шва включает две структуры - Чунозерскую зону и фрагмент Вочеламбинского зеленокаменного пояса. Чунозерская зона Лапландско-Беломорского шва расположена севернее оз.Чунозеро. Максимальная ширина ее до 5 км. Она простирается в юго-западном направлении и сложена в основном позднеархейскими породами комплекса основания - гнейсами, мигматитами, гранито-гнейсами с реликтивными телами амфиболитов. Породы зоны в разной степени мигматизированы и рассланцованы. Сланцеватость соподчинена с направлениями разломов, круто падает на север и северо-восток, а в западной части - на восток.

Зона прорвана многочисленными интрузивами габбро-диабазов, друзитов, габбро-пироксенитов, пироксенитов, гранитов и т.д. размером от первых десятков метров до 1.5-4 км. В большинстве

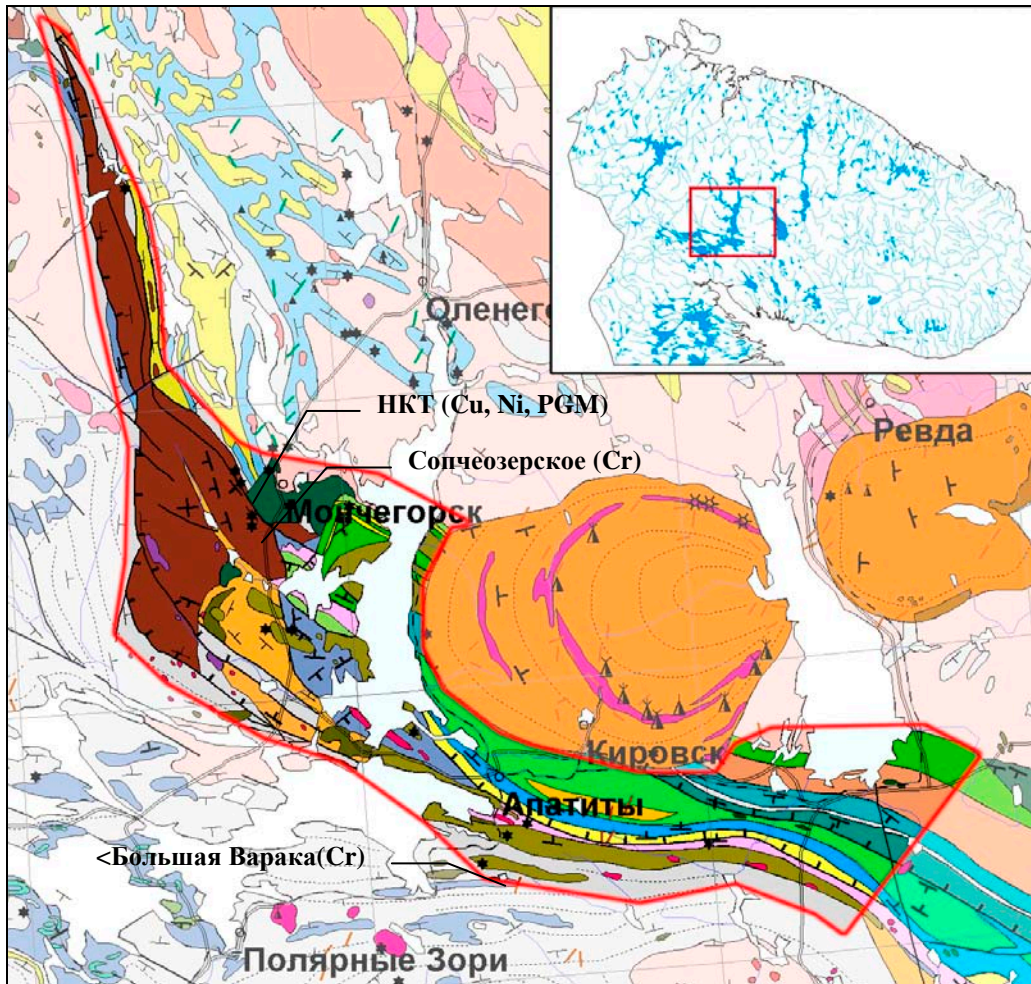


Рис.3.64. Мончегорско-Апатитский рудный район (основные элементы легенды – см. Приложение 2)

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Мончегорско-Апатитский рудный район

Подписи к рис.3.65:

Интрузивные породы: 1 - дайки габброноритов (а), диабазов и порфиринов (б); 2 - плагиомикроклиновые граниты; 3 - нориты и диориты; 4 - нориты и габбронориты имандровского комплекса; породы Мончегорского плутона (5-9): 5 - нориты и габбронориты (а), меланократовые нориты (б), оливиновые нориты (в), 6 - полевошпатовые пироксениты (а), ортопироксениты (б); 7 - переслаивание пироксенитов, оливиновых пироксенитов и перидотитов, 8 - перидотиты, 9 - дуниты; 10 - оливиниты, верлиты и клинопироксениты; 11 - габбро, габбронориты; 12 - лабрадориты; 13 - метаморфизованные и рассланцованные нориты, габбронориты и диориты; 14 - габбро, габбронориты и габбро-анортозиты, рассланцованные в разной степени; 15 - метагаббро и метагипербазиты; 16 - метаморфизованные нориты и габбронориты; 17 - плагиомикроклиновые гранодиориты.

Супракристалльные породы: 18 - метабазалты и метаандезиты (а) с прослоями метасилицитов и сланцев (б); 19 - метавулканиды основного состава (а) с прослоями и линзами кварцитов, метапесчаников и карбонатных пород (б); 20 - метавулканиды кислого и среднего состава с редкими пластами ультрабазитов; 21 - метавулканиды основного и среднего (а) и реже кислого (б) состава; 22 - гнейсы и сланцы по вулканитам кислого, среднего и основного состава (а) с прослоями метаосадков (б); 23 - эпидот-биотит-амфиболовые гнейсы (а) с редкими прослоями амфиболитов (б); 24 - биотит-амфиболовые гнейсы (а) с прослоями гранатовых амфиболитов (б), которые содержат линзы метакоматиитов; 25 - биотитовые, амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы (а) с прослоями двуслюдяных гнейсов (б), амфиболитов (в) и линзами конгломерато-брекчий; 26 - гнейсы и амфиболиты тонко переслаивающиеся; 27 - гранито-гнейсы, гнейсы и мигматиты; 28 - кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 29 - биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты и железистые кварциты. Породы комплекса основания: 30 - гранито-гнейсы, гранодиорито-гнейсы, гнейсы и мигматиты с редкими телами амфиболитов.

Структурные элементы: 31 - полосчатость, гнейсоватость (а) и расслоенность (б); 32 - линейность и шарниры мелких складок; 33 - геологические границы установленные и предполагаемые. 34 - сдвига-надвиги и надвиги пологие (а) и крутые (б), субвертикальные разломы (в); 35 - точки расположения выходов раннедокембрийских конгломератов (а) и брекчий коры выветривания (б).

Цифровые обозначения на карте - структурные зоны: 1 - Чунозерско-Вочеламбинская зона Лапландско-Беломорского тектонического шва; 2 - фрагмент Вочеламбинского зеленокаменного пояса; 3 - Майявская тектоническая пластинка, сложенная проблематичными образованиями верхнего архея (?); 4 - Кислогубская тектоническая пластинка, сложенная образованиями кислогубской свиты [Геологическая карта ..., 1996]; 5 - Куркенйокская "клиновидная" зона, сложенная образованиями пялочной (витегубской) свиты; 6 - Витегубская тектонизированная зона, сложенная образованиями пялочной и арваренчской свит; 7 - Рижгубская зона, сложенная образованиями кукишинской и сейдоренчской свит; 10 - Южно-Оленегорский участок.

Буквенные обозначения на карте: интрузивные массивы - г.Девичья-г.Майявр (Д-М), Керкчоррский (К), Мончетундровский (М), Мончеполуостров-г.Сеяваренч (М-С), Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ), Островской (О), Ольче-Лувтуайвенч (О-Л), Сопча-Нюд-Поаз (СНП), Тульпявский (Т), Чунаундровский (Ч), Ягельный (Я)

случаев устанавливаются интрузивные контакты, а иногда и эруптивные брекчии. В нескольких участках устанавливается кровля интрузивных массивов с ксенолитами метаконгломерато-брекчий (участки Руапнюн, Ельнюн и Ельвяруайвенч), а в кровле - метаморфизованные основные вулканиты (участок Ельнюн) иногда с метакогломерато-брекчиями (участок Руапнюн). В цементе конгломерато-брекчий и в краевых участках галек устанавливаются минеральные парагене-

зисы гранулитовой фации термального контактового метаморфизма. Самыми древними образованиями в этой зоне являются ранние тоналиты с U-Pb-возрастом 2809 ± 10 млн лет [Воче-Ламбинский ..., 1991].

Вочеламбинский зеленокаменный пояс (ВЗП) сложен метаморфизованными вулканогенными и осадочными отложениями вочеламбинской свиты верхнего архея. В районе Воче-Ламбины в 1986 году был детально закартирован фрагмент

зеленокаменного пояса. Выделено несколько толщ (рис.3.66). Одна из них относится к комплексу основания и входит в Чуозерскую зону Лапландско-Беломорского тектонического шва. Четыре следующих толщи сложены переслаивающимися биотит-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, которые рассматриваются как метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования. Первичная природа установлена наиболее достоверно по первичным признакам только для конгломерато-брекчий второй и четвертой толщ и пиллоу-лав четвертой толщ [Воче-Ламбинский ..., 1991].

Все пластовые тела супракрустальных пород вочеламбинской свиты (прослои, пачки, толщи) субсогласны, залегают моноклиinallyно и падают на северо-восток под средними углами. Мелкие тела, границы крупных тел и их внутренняя полосчатость участвуют во всех позднеархейских и раннепротерозойских деформациях, но амплитуды складок не превышают нескольких и реже десятков метров. Поэтому последовательность пород рассматривается как стратиграфическая.

Образования ВЗП претерпели структурно-метаморфические преобразования в позднем архее и в раннем протерозое в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. В отдельных зонах метаморфизм пород достигал условий гранулитовой или эклогитовой фации [Воче-Ламбинский ..., 1991]. В состав вочеламбинской свиты, слагающей ВЗП, позднее были включены расположенные севернее толщи гранат-двуслюдяных и биотит-амфиболовых и амфиболовых гнейсов, которые имеют тектонические контакты с толщами, расположенными северо-восточнее.

Толщи ВЗП прорваны многочисленными мелкими интрузиями разного состава и возраста. Это (от молодых к древним) - габбро-диабазы, плагиомикроклиновые граниты, гипербазиты, габбро-диабазы и пятнистые пироксениты, габбропироксениты, габбро, лейкогаббро, габбро-анортозиты и габбронориты, дру-

зиты, плагиоамфиболиты и роговообманковые и тремолитсодержащие амфиболиты по базитам и ультрабазитам. Все эти интрузии раннепротерозойские, за исключением ортоамфиболитов, возраст которых, вероятно, позднеархейский. U-Pb-возраст габброноритов 2491 ± 13 млн лет [Кислицын и др., 2000]. Возраст габброанортозитов, вероятно, аналогичен возрасту габбро-анортозитов Главного хребта, т.е. - 2450 ± 10 млн лет [Митрофанов и др., 1993], а возраст первого (?) метаморфизма их - 2403 ± 7 млн лет [Кислицын и др., 2000]. Возраст последнего этапа мигматизации пород комплекса ВЗП был определен по возрасту магматического циркона из лейкосомы и составляет 1898 ± 3 млн лет [Кислицын и др., 2000].

Майяврская "пластина" - полоса размером около 25×2 км северо-западного простирания, ограниченная разломами и сложенная гнейсо-амфиболитовыми толщами верхнего архея - породами высоко- и среднетемпературных субфаций амфиболитовой фации. Южная граница ее неопределенная. Степень метаморфизма и мигматизации пород Вочеламбинского зеленокаменного пояса и Майяврской "пластины" примерно равнозначны, т.е. породы претерпели структурно-метаморфические преобразования двух этапов в условиях амфиболитовой фации.

Но есть характерные структурные отличия. В ВЗП слоистость и другие признаки структурно соподчинены и конкордантны с границами крупных геологических тел внутри структуры. В то же время в Майяврской пластине внутренние структуры дискордантны по отношению к границам пластины. Пластообразные тела полосчатых гранатовых амфиболитов, мощностью от десятков сантиметров до сотен метров и протяженностью от десятков метров до 4 км, смяты в складки (масштаб складок зависит от мощности пласта). В мощных толщах амфиболитов отмечены линзы или четковидные серии линз метаультрабазитов, которые по химическому составу соответствуют коматитам.

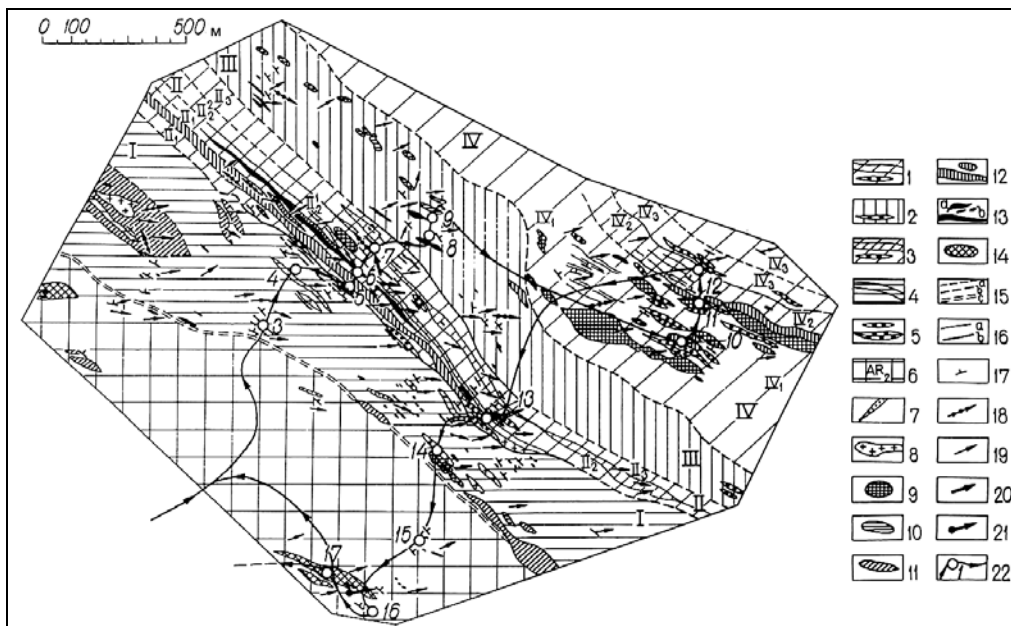


Рис.3.66. Схематическая геологическая карта участка Воче-Ламбина [Воче-Ламбинский ..., 1991]:

Верхнеархейские метаморфические породы верхнего лопья - вочеламбинской свиты супракомплекса (1 - 5) и комплекса основания или инфракомплекса (6).

Вочеламбинская свита (сверху вниз):

1 - IV толща: IV₃ - пачка переслаивания тонкополосчатых, плитчатых и слабомигматизированных биотит-амфиболовых и амфиболовых гнейсов с редкими пластами двуслюдяных гнейсов и амфиболитов (а), с линзами полимиктовых конгломератов (б) в основании пачки; IV₂ - пачка переслаивания амфиболитов мезократовых и меланократовых, полевошпатовых, гранатосодержащих и безгранатовых, в разной степени рассланцованных и мигматизированных, с редкими прослоями амфиболовых гнейсов, с реликтами текстур миндалекаменных подушечных лав; IV₁ - пачка переслаивания буровато-серых и серых биотит-амфиболовых и амфиболовых интенсивно мигматизированных гнейсов с пластовыми телами амфиболитов и с прослоями и линзами полимиктовых конгломератов;

2 - III толща: амфибол-биотитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые мелкозернистые серые гнейсы, однородные по субстрату и неравномерно мигматизированные, с двумя линзами полимиктовых конгломератов в юго-восточной части толщи;

3 - II толща: П₃ - пачка переслаивания амфибол-биотитовых, биотит-амфиболовых и биотитовых, средне-крупнозернистых гнейсов, иногда с гранатом, бурого цвета, с прослоями мелко-среднезернистых биотит-амфиболовых гнейсов, серых, однородных по субстрату и неравномерно мигматизированных, с прослоями и пластовыми телами мезократовых, мелкозернистых, сланцеватых, биотитсодержащих, часто с гранатом амфиболитов (а) с нечеткой мигматитовой полосчатостью; П₂² - пачка частого переслаивания амфибол-биотитовых, биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов (разнозернистых, тонкополосчатых, бурого цвета) с прослоями мелкозернистых биотит-амфиболовых гнейсов, мелкозернистых сланцеватых биотитовых амфиболитов (а) с линзой гранат-биотитовых гнейсов, с линзами гравелитов и полимиктовых конгломератов (б); П₂¹ - плагиоамфиболиты (часто с гранатом) мезократовые, средне-равномернозернистые, сланцеватые с прерывисто-тонкополосчатыми мигматитами;

П₁ - бластомилониты по полосчатым и слоистым биотит-амфиболовым и амфиболовым гнейсам с мало мощными пластообразными телами амфиболитов, с пластовым телом диопсидовых амфиболитов с порфиробластами граната (а) и бластомилонитами по этим амфиболитам, с прослоем тонкозернистых серых биотит-амфиболовых гнейсов с линзами полимиктовых конгломератов в основании пачки (б);

4 - I толща: толща контрастного тонкого и грубого чередования биотитовых, амфиболовых, биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсов, лейко-мезократовых с прослойками и пластовыми телами мезо-меланократовых амфиболитов (а) иногда с гранатом, плагио- и биотитовых амфиболитов; 5 - пласты, прослои и линзы конгломератов.

Комплекс основания (инфракомплекс): 6 - полимigmatитовый комплекс позднеархейских и раннепротерозойских гранито-гнейсов и гранитоидов с реликтовыми обособлениями гнейсов и амфиболитов.

Интрузивные породы (7 - 14) (от молодых к древним): 7 - габбро-диабазы неметаморфизованные; 8 - плагиомикроклиновые граниты в разной степени расланцованные; 9 - метаультрабазиты и амфиболиты по ним; 10 - метадиабазы и метапироксениты, иногда с пятнистой текстурой; 11 - метагаббропироксениты, метагаббро, металейкогаббро, метагаббро-анортозиты и ультрабластомилониты по ним; 12 - метагаббро с гранатом, лейкократовые, среднезернистые, иногда с пятнистой текстурой; 13 - плагиоамфиболиты (участками с гранатом) мигматито-линзовиднополосчатые, мезократовые, средне-крупнозернистые по габбро и габбро-диабазам (а) и гранатовые и диопсидовые гранатовые амфиболиты (б) по породам неясного генезиса; 14 - роговообманковые и тремолит-роговообманковые амфиболиты по ультрабазитам.

Структурные элементы: 15 - условные геологические границы пластов, пачек и массивов (а), толщ (б) и между комплексами (с); 16 - установленные геологические границы пластов, пачек и массивов (а) и толщ (б); 17 - элементы залегания сланцеватости и полосчатости (преобладают углы падения 40-70°); 18 - ориентировка шарниров поздних внутрислоевых мелких складок правого и левого рисунков (преобладают углы падения 5-30°); 19 - ориентировка шарниров мелких и внутрислоевых складок правого и левого рисунков, линейности, осей будин и длинных осей деформированных галек конгломератов, параллельных шарнирам этих складок (преобладают углы падения 30-55°) - главный этап проявления пластического сдвига и формирования тектонической расслоенности в раннем протерозое; 20 - шарниры мелких самых ранних складок в супракомплексе (углы падения 8-15°); 21 - ориентировка мелких самых ранних складок в реликтовых обособлениях субстрата инфракомплекса; 22 - линия расположения наиболее представительных и обнаженных участков и опорные точки с номерами

Комплекс пород, слагающий Май-ярвскую зону, по породным ассоциациям, текстурным и вещественным признакам, а также по степени и характеру преобразований, аналогичен ёнскому комплексу северо-западного Беломорья, который наиболее полно представлен в Ёнском зеленокаменном поясе. Преобладающая сланцеватость в породах ориентирована в северо-западном направлении и падает то в северных, то в южных румбах. Широко развиты мелкие складчатые формы. Шарниры ранних складок - аз. пад. 290-305° \angle 25-35°, аз. пад. 290-305° \angle 55-65°. Но наиболее распространены асимметричные складки сдвигового типа, шарниры которых падают по аз. 90-125° \angle 25-55°. В западной части породы интенсивно расланцованы и сланцеватость

в них соподчинена с ориентировкой плоскости надвига - падает на восток под углами 35-55°. В поздних ультрабластомилонитах отмечаются минеральные парагенезисы эпидот-амфиболитовой субфации метаморфизма.

Кислогубская "пластина" - полоса шириной от 2 до 5 км и длиной около 30 км простирается в северо-западном направлении от южного окончания Кислой губы и на северо-западе прослеживается за оз. Сейдъявр в долине р. Вите между фрагментами массива габбро-анортозитов Монче- и Чуна-тундр. Полоса ограничена разломами и сложена в основном гнейсами с пачками гнейсо-амфиболитовых толщ верхнего архея - метаморфитами эпидот-амфиболитовой фации. Граница между Куркенйокской "пластиной" и

Майяврской "пластиной" проходит по разлому и хорошо фиксируется резкой сменой типов мигматитов (состав лейкосомы кварцевый с малым содержанием плагиоклаза) и метаморфизма пород (эпидот амфиболитовая субфация или низкотемпературная амфиболитовая).

Толщи, условно отнесенные к кислогубской свите [Геологическая карта ..., 1996], представлены в основном биотит-амфиболовыми гнейсами кислого и среднего состава, в разной степени рассланцованными и неоднородно мигматизированными, иногда массивными, иногда полосчатыми или переслаивающимися, с прослоями полосчатых полевошпатовых амфиболитов мощностью от сантиметров до десятков метров. U-Pb-возраст метавулканитов кислого состава 2708 ± 20 млн лет [Баянова, Чащин, 2001]. Полосчатость в амфиболитах грубо-, или тонкоритмичная. На горе (в.о. 438.9 м), расположенной западнее оз.Майявр, в пластовом теле амфиболитов установлено пластообразное тело ультрабазитов, по химизму аналогичных комаититам.

Залегание пород в пределах Кислогубской пластины очень неоднородное. Преобладающие простирания полосчатости и сланцеватости: в юго-восточной части - северо-западное, но с падением то на северо-восток, то на юго-запад; в северо-западной части полосы в р-не горы Ягельной породы падают в восточных румбах. В зоне между телами габбро-анортозитов Чуна- и Монче-тундр гнейсы превращены в ультрабластомилониты с простиранием сланцеватости в северо-западном направлении.

Куркенйокская клиновидная зона, ограничена разломами и сложена в основном полевошпатовыми роговообманковыми амфиболитами, слабо мигматизированными. Лейкосомы чаще всего в виде линзовидных прожилков, желваков или обособлений неправильной формы кварцевого состава с небольшим содержанием плагиоклаза, иногда с эпидотом. Эпидот часто образует прожилки и желваки в породе. Во многих участках однозначно устанавливается вулканогенная природа этих амфиболитов - потоки лав с минда-

лекаменными зонами в кровле потоков, подушечные лавы, несортированные туфы. По химическому составу амфиболиты соответствуют породам основного состава (базальты) и среднего (андезибазальты и андезиты). Породы кислого состава встречаются крайне редко. Среди амфиболитов закартированы пласты метапелитов - гнейсов мусковит-биотит-гранат±ставролит-кварц-плагиоклазового состава. Мощность этих пластовых тел от метров до 200 м, а протяженность до 4 км. Пласты смяты в складки, размер которых иногда достигает сотен метров. Шарниры крупных, а также более мелких складок и преобладающая бороздчатость и линейность погружаются по аз. $120-130^\circ \angle 20-30^\circ$ до 45° . Полосчатость в породах, границы пластов и зеркала складок в разных участках зоны имеют разное пространственное положение. Например, в районе Хромитового ущелья породы залегают субвертикально, а по положению миндалекаменных зон в лавах разрез наращивается по направлению на юго-запад. В районе горы Нюрпа или в р-не западного берега Кислой губы породы падают на восток и юго-восток. Также залегают и апатитоносные песчаники в р-не устья ручья Нюрпуай, которые содержат до 3.4% P_2O_5 [Латышев, 1976]. Pb-Pb-возраст двух морфотипов детритового циркона из них 2922 ± 13 млн лет и 2857 ± 4 млн лет. Детритовых цирконов с возрастом менее 2.6 млрд лет в породе не выявлено [Пожиленко и др., 2000].

Толщи, слагающие Куркенйокскую зону, условно отнесены к пялочной свите верхнего архея. Кроме того, в этой зоне присутствуют фрагменты пород арваренчской свиты.

Витегубская тектонизированная зона сложена в основном метавулканитами арваренчской и пялочной свит верхнего архея и кукшинской свиты нижнего протерозоя, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой субфации. Она состоит из двух участков. Южный участок - "Кулебячья губа" и северный - "Арваренчский". На обоих участках был закартирован контакт между метавулка-

нитями верхнего архея и нижнего протерозоя.

Участок "Арваренчский" хорошо обнажен и неплохо изучен (рис.3.67). К северу от г.Ар-Варенч повсеместно развиты мелкозернистые немигматизированные полевошпатовые амфиболиты с реликтами текстур вулканогенных пород -- подушечных и потоковых миндалекаменных лав. Преобладают в разрезе metabазальты, метаандезито-базальты и андезиты. Залегание пород нормальное, разрез наращивается к югу. Эта часть разреза выделена в ранге пялочной свиты. Выше по разрезу на северном склоне г.Ар-Варенч светло-серые, серые и темно-серые биотит-эпидот-амфиболовые мелкозернистые и разнозернистые породы массивного, а иногда сланцеватого облика - метавулканиды риолитового, риодацитового и дацитового состава. В них сохранились многочисленные признаки вулканогенной природы - миндалекаменные текстуры в кровле потоков и порфировые структуры в основании, грубообломочные туфы и туфобрекчии, пизолитовые туфы и т.д. Залегание пород нормальное, разрез наращивается к югу. Вверх по разрезу уменьшается основность метавулканидов. Среди толщ риодацитов закартировано несколько горизонтов metabазитов и ультрабазитов. Ультрабазиты по химическому составу соответствуют метакоматиитам.

По результатам детального структурного картирования северного и северо-восточного склона горы Ар-Варенч установлено, что пластообразные и линзовидные тела нормально залегающих метавулканогенных пород арваренчской свиты и их границы смяты в жатые, переходящие в открытые складки F_1 . В аналогичные складки смята слоистость S_0 и ранняя сланцеватость C_{11} . Почти повсеместно развита бороздчатость и агрегатная линейность L_1 по деформированным миндалинам и порфировым выделениям в метавулканидах. Обломки туфов тоже иногда превращены в "карандаши". Шарниры открытых складок, так же как и агрегатная линейность L_1 , погружаются под углами 45-70° по азимуту 115-125°. Вдоль

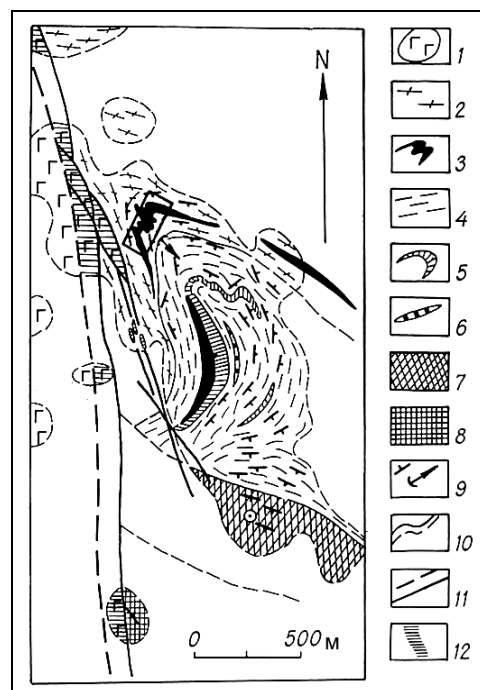


Рис.3.67. Схематическое геологическое строение участка горы Ар-Варенч: 1 - метагаббро-анортозиты; 2 - биотит-амфиболовые сланцы по андезибазальтам и базальтам пялочной свиты; 3 - рассланцованные ультрабазиты; 4 - биотитовые, эпидот-биотит-амфиболовые и другие сланцы по туфам и туффитам и миндалекаменным дацитам и риодацитам арваренчской свиты; 5 - меланократовые сланцеватые амфиболиты по базальтам (сохранились реликты миндалекаменных текстур, а в кровле тела - породы типа пизолитовых туфов); 6 - горизонт, насыщенный обломками вулканогенного и осадочного происхождения со сложным строением (олистостромы); 7 - массивные амфиболиты по базальтам кукинской свиты; 8 - сланцы по андезибазальтам (?); 9 - сланцеватость, полосчатость и шарниры складок; 10 - прослеженные и предполагаемые геологические границы; 11 - разломы; 12 - зоны интенсивного рассланцевания и катаклаза

осевых поверхностей (ОП) складок F_1 иногда отмечалась вторичная сланцеватость C_{12} . Минеральные парагенезисы

соответствуют эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Основные метавулканыты, слагающие вершину г.Ар-Варенч, имеют нормальное залегание, метаморфизованы в условиях низкотемпературной субфации эпидот-амфиболитовой фации и в них отсутствуют признаки вышеуказанных деформаций. Такие данные позволяют утверждать, что ко времени накопления пород кукшинской свиты образования арваренчской свиты были метаморфизованы и дислоцированы.

Кроме того, среди метавулканитов кукшинской свиты между потоками миндалекаменных базальтов закартирован горизонт осадочных пород [Негруца, 1988, рис. 26] с обломками метавулканитов кислого состава. Значит, ко времени накопления вулканитов кукшинской свиты дислоцированные и метаморфизованные вулканиты арваренчской свиты уже были выведены на эрозионный срез.

Два признака, приведенные выше, свидетельствуют о существовании структурного несогласия между породами арваренчской и кукшинской свит и о более молодом относительном возрасте кукшинской свиты [Пожиленко, 1990; Пожиленко и др., 2000а].

U-Pb-возраст магматического циркона из метариодацитов арваренчской свиты (район горы Ар-Варенч), относимой к верхнему лопию, 2707 ± 11 млн лет [Пожиленко и др., 2000а]. Модельный Sm-Nd-возраст их протолита составляет 2993 млн лет, $\epsilon_{Nd} = -0.72$ (для $T=2707$ млн лет). Это свидетельствует о наличии в протолите более древней коровой компоненты, тем более, что метавулканиты содержат большое количество реликтов ксенолитов гранитов размером от нескольких миллиметров до 1.5 м. Редкие ксенолиты гранитов были обнаружены и в метабазалятах кукшинской свиты, Pb-Pb-возраст которых, по предварительным данным, не моложе 2.46 млрд лет, а метаморфизм - в интервале 2.2-2.3 млрд лет. Все это подтверждает вывод, что метавулканиты арваренчской свиты и залегающей со структурным несогласием на ней кукшинской свиты были сформиро-

ваны на континентальной коре. Возраст последнего метаморфизма, проявившегося в пределах Арваренчского участка, определен по закрытию Rb-Sr-изотопной системы и равен 2025 ± 75 млн лет. В пределах зоны развития карелид Ar-Ag-изотопная система в амфиболах закрылась гораздо позднее [Пожиленко и др., 2000б].

На южном участке "Кулебячья губа" потоки лав метабазальтов кукшинской свиты (мощностью не более 1.5 м) залегают на метариодацитах арваренчской свиты. В западной части участка (в зоне контакта) залегание метабазальтов нормальное, а толщи полого падают на юго-запад.

Рижгубская зона северо-западного центриклинального замыкания Имандра-Варзуги расположена на Мончеполуострове. Эта структура представляет собой открытую к югу синклираль, осевая поверхность которой простирается примерно по аз. 165° , а западное крыло нарушено субвертикальными и субмеридиональными разломами. Залегание пород нормальное, разрез наращивается к югу. Зона сложена метаморфизованными вулканогенными и осадочными породами кукшинской и сейдореченской свит нижнего протерозоя. Породы базального горизонта кукшинской свиты в районе Рижгубы залегают на элювиальной брекчии гранитоидов фундамента, а в р-не Щучьей губы - на туфобрекчиях (типа игнибитов) арваренчской свиты [Козлов, Латышев, 1974], которые ранее считались конгломератами [Лулева, 1963]. Нижняя толща кукшинской свиты представлена полевошпатовыми мелкозернистыми амфиболитами по базальтам, количество потоков которых насчитывается не менее 15. Выше залегает толща гранат-кварцевых, гранат-кварцево-слюдистых сланцев, слюдистых кварцитов и кварцитов. Сейдореченская свита сложена метадиабазами, метапорфиритами, метамандельштейнами и подчиненными им метаандезитами, метадацитами и пачкой кварцитов и парасланцев в основании [Имандра-Варзугская ..., 1982].

Породы зоны прорваны интрузией габброноритов имандровского (или умбареченского) комплекса.

Прихибинский фрагмент расположен к западу от Хибинского массива до берега оз. Большая Имандра. Он сложен метавулканогенно-осадочными образованиями кукшинской, сейдореченской и полисарской свит нижнего протерозоя. Кукшинская свита представлена метадиабазами и метапорфиритами с осадочным горизонтом, сейдореченская свита - базальтовыми порфиритами, метамандельштейнами и метадиабазами, полисарская свита - пикритовыми и диабазовыми порфиритами и их туфами [*Объяснительная записка ...*, 1994; *Геологическая карта ...*, 1996].

Возраст пород сейдореченской свиты древнее 2.43 млрд лет, так как они прорваны интрузией габброноритов Прихибинского участка имандровского (или умбареченского) комплекса.

Южнохибинский участок включает часть Имандра-Варзугской структуры, которая расположена к югу от Хибинского массива и простирается от восточного берега оз. Большая Имандра на восток до р. Умба. Сложен этот участок метавулканогенно-осадочными образованиями нижнего протерозоя [*Объяснительная записка ...*, 1994; *Геологическая карта ...*, 1996].

В северо-восточной части между Хибинским массивом и озером Умбозеро вплоть до субширотного разлома толщи пород падают на юг. Представлены они (снизу вверх): метаморфизованными базальтовыми порфиритами, мандельштейнами, диабазами, дацитами и риодацитами сейдореченской свиты; метаморфизованными пикритовыми и диабазовыми порфиритами, туфами с прослоем карбонатных пород полисарской свиты и затем - диабазами, базальтовыми и андезитовыми порфиритами, их туфами и щелочными метабазами умбинской свиты.

В южной части толщи пород падают на север. Они представлены (снизу вверх) метаморфизованными туфосланцами, филлитами с линзами карбонатных по-

род, переслаивающимися андезитовыми и базальтовыми порфиритами, туфами и алевропелитовыми сланцами, а также базальтовыми порфиритами и диабазами томингской серии, среди которых встречаются горизонты и линзы до 0.8×7 км щелочных вулканитов ряда трахибазальт-трахитов и фонолитов.

В этой зоне были продатированы метавулканиты кислого состава. Циркон с U-Pb-возрастом 2715±42 млн лет был проинтерпретирован как ксеногенный, а циркон с возрастом 2448±8 млн лет - как магматический, соответствующий времени кристаллизации вулканитов сейдореченской свиты [*Баянова, Чащин, 2001*]. Таким образом, это послужило подтверждением наличия в Южном Прихибинье пород выделенной ранее В.Г. Гаскельбергом сейдореченской свиты.

Томингская серия прорвана Соустовским массивом щелочных сиенитов, возраст которых 1872±8 млн лет [*Bea et al., 2001*]. Он имеет линзовидную форму и залегает субсогласно в толще базальтовых порфиритов и диабазов.

Южно-Оленегорский участок Центрально-Кольского террейна расположен севернее Мончеплутона и входит в состав Оленегорского блока. Структура участка состоит из интенсивно тектонизированных фрагментов пород, ограниченных разломами и простирающихся в северо-западном направлении. Они сложены породами комплекса основания, глиноземистыми гнейсами волшпахкской толщи и железорудными образованиями оленегорской толщи [*Объяснительная записка ...*, 1994; *Геологическая карта ...*, 1996]. Строение и состав Оленегорского блока рассмотрен детально в разделе 3.7.

К крупным структурам или фрагментам структур, сложенным интрузивными породами, относятся: Мончегорский плутон; Чунатундровский, Мончетундровский и Медвежьетундровский фрагменты массива Главного хребта; Островской массив; массивы имандровского или умбареченского комплекса и массив Соустова.

3.10.3. Тектоника и глубинное строение

Глубинное строение Мончегорско-Апатитского рудного района представлено по результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов опорного профиля I-ЕВ (СГ-3 - Печенга - Мурманск - Оленегорск - Мончегорск - Кандалакша - Кемь), [Сейсмогеологическая модель ..., 1998, Ч.1, рис.4.15а,б].

Профиль I-ЕВ пересекает расслоенную интрузию базит-ультрабазитов (Мончеплутон), габбро-анортозиты массива Главного хребта, базитовые массивы Имандровского лополита, супракрустальные (вулканогенно-осадочные) породы кислугубской, пялочной и вочеламбинской свит верхнего архея и породы комплекса основания.

Геологические тела, сложенные разными структурно-вещественными комплексами, разделены разрывными нарушениями, имеют форму погружающихся к северо-востоку пластин с автономным стилем строения. Часть поздних структурных элементов этих пластин, сформированных на заключительных стадиях раннепротерозойского тектогенеза, коррелируются между собой. На участках сейсмогеологического разреза, совпадающих с зонами разрывных нарушений, разделяющих "пластины" Примандровского участка (террейна), в верхнем уровне земной коры наблюдаются довольно мощные пакеты, образованные системой чередования отражающих элементов (пластин), наклоненных к северо-востоку. Разломы, разделяющие пластины, выполаживаются на глубине и соединяются с главной Чунозерской зоной разлома литрического типа, по которой образования Примандровского участка надвинуты с северо-востока на Беломорский террейн. На глубине 10-17 км выделяются субгоризонтальные и пологопадающие к югу зоны, которые можно интерпретировать как зоны вязких тектонических потоков (shear zones). [Сейсмогеологическая модель ..., 1998, Часть 1, рис.4.15б].

При анализе данных по удельному электрическому сопротивлению пород

вдоль профиля через Примандровский участок наблюдается исключительно сложный и уникальный по строению и физическим свойствам блок земной коры. На глубине 10 км он отличается крайне высокими значениями удельного электрического сопротивления пород, которые достигают 3×10^6 Ом·м [Жамалетдинов и др., 2000]. Это может свидетельствовать о высокой плотности пород и малой насыщенности их флюидами. Гравитационное поле характеризуется резко неравномерным поведением. В северной части Южно-Оленегорского участка Оленегорского блока наблюдается небольшое понижение плотности, а затем к югу - резкое повышение. Кроме того, в геоэлектрическом поле выделяется две проводящих зоны в интервале глубин от 1 до 6 км: 1 - севернее Мончеплутона крутопогружающаяся на север; 2 - в р-не Чунозерской системы разломов - пологопогружающаяся на север [Сейсмогеологическая модель ..., 1998, раздел 4.3]. Природа второй зоны предположительно связывается с существованием надвига. В основании Примандровского террейна, вероятно, может находиться пластина габбро-анортозитов либо какие-то другие породы базит-гипербазитового состава. В сейсмическом поле здесь наблюдается увеличение скорости в верхней (до 6.3 км/с) и нижней (до 6.6 км/с) стенках волновода. Это согласуется с общим увеличением сопротивления пород и возрастанием гравитационного поля. Южнее Чунозерской зоны в пределах Ёнского сегмента Беломорского террейна наблюдается монотонное понижение удельного сопротивления пород на глубине 10 км и уменьшение гравитационного поля [Сейсмогеологическая ..., 1998].

Таким образом, в результате проведенного комплексного анализа геологических и геофизических данных устанавливается сложное линзовидно-пластинчатое строение верхней части земной коры до глубины 15-20 км. Роль вертикальных разломов имеет подчиненное значение. Сейсмические границы имеют преимущественно физическую природу и в редких случаях согласуются с положением гео-

логических границ.

3.10.4. Стратиграфия

В пределах Мончегорско-Апатитского рудного района известны супракрустальные породы верхнего архея и нижнего протерозоя. Стратификация и корреляция верхнеархейских метаморфизованных и интенсивно преобразованных отложений, слагающих разделенные разрывными нарушениями геологические тела, почти невозможна и проведена с большой долей условности. [Объяснительная записка ..., 1994; Геологическая карта ..., 1996].

К самым ранним верхнеархейским ($\approx 2.95-2.85$ млрд лет) образованиям отнесены породы комплекса основания, слагающие Чунозерскую зону и небольшие фрагменты структуры Южно-Оленегорского участка.

К верхнеархейским образованиям ($\approx 2.85-2.75$ млрд лет), залегающим стратиграфически выше комплекса основания и выделяемым в ранге кольско-беломорского нестратифицированного комплекса, отнесены породы оленегорской и волшпахкской толщ, которые распространены в пределах Южно-Оленегорского участка.

К более молодым супракрустальным отложениям верхнего архея ($\approx 2.8-2.7$ млрд лет) отнесены кислугубская, пялочная, вочеламбинская и арваренчская свиты, слагающие большую часть территории Мончегорско-Апатитского рудного района. Если относительные возрастные и стратиграфические отношения пялочной и арваренчской свит ясны (северный склон горы Ар-Варенч), то стратиграфические соотношения остальных свит друг с другом неопределенны. Поэтому коррелировать свиты пока нельзя.

Стратиграфическая последовательность нижнепротерозойских супракрустальных образований установлена более достоверно.

К самым ранним - к сумийским образованиям (2600-2450 млн лет) - отнесены толщи кукшинской свиты, слагающие нижнюю часть разреза Рижгубской зоны,

вершину горы Ар-Варенч и несколько участков Витегубской зоны и в северном крыле Прихибинского фрагмента Имандра-Варзуги. К сумию отнесены метавулканиды и метаосадки сейдореченской свиты, залегающей выше кукшинской свиты во фрагментах северного крыла в Витегубской и Прихибинской зонах и в Южно-Хибинской зоне структуры Имандра-Варзуга.

К сариолию нижнего протерозоя (2450-2300 млн лет) отнесены метавулканиды и метаосадки полисарской свиты северного фланга структуры Имандра-Варзуга в р-не Прихибинской и Южно-Хибинской зон.

К ятулию (2300-2100 млн лет) отнесены метавулканиды и метаосадки умбинской свиты, выделенные в северном крыле Южно-Хибинской зоны структуры Имандра-Варзуга.

К калевию (1950-1800 млн лет) относятся толщи томингской серии, слагающие южное крыло фрагментов структуры Имандра-Варзуга в районе Южно-Хибинской зоны.

3.10.5. Интрузивные породы

К самым ранним интрузивным породам относятся гранитоиды типа центрально-кольского комплекса, которые широко распространены в участках развития пород комплекса основания. В инфраккомплексе полигона "Воче-Ламбина", расположенного в Чунозерской зоне, самые ранние тоналиты имеют U-Pb-возраст 2809 ± 10 млн лет [Воче-Ламбинский ..., 1991].

Единичные массивы гранитоидов, возраст которых не подтвержден геохронологически, условно отнесены к группе интрузивных пород с возрастом около 2.7-2.75 млрд лет.

В обособленную группу раннепротерозойских интрузивных пород отнесены массивы, вероятно, сумийского возраста, но проблематичной формационной принадлежности. Это - интрузия, закартированная в р-не гор Оспе и Лувтуайвенч. Ее относили к Имандровскому лополиту (или комплексу). Но весь факти-

ческий материал противоречит этому. Во-первых, расслоенность в этой интрузии падает к югу, в то время как в 3 км к востоку по простиранию за Экостровским проливом на северном побережье оз. Имандра расслоенность падает к северу. Во-вторых, расслоенность в этом массиве смята в асимметричные сдвиговые складки, шарниры которых, а также минеральная линейность и бороздчатость погружаются по аз. $100-125^\circ \angle 35-50^\circ$ (ничего подобного в остальных массивах, относимых к Имандровскому лополиту, не наблюдалось). В-третьих, массив прорван дайками (?) ультраосновных пород, которые также метаморфизованы и смяты в эти складки. В-четвертых, породы массива Лувтуайвенч претерпели метаморфизм среднетемпературной субфации амфиболитовой фации (в отличие от менее преобразованных пород, относимых к Имандровскому лополиту). В-пятых, породы массива Лувтуайвенч в некоторых краевых частях мигматизированы, в то время как в породах остальных массивов признаков мигматизации не наблюдалось.

К этой группе следует отнести интрузию Ельнюн, закартированную в районе гор Ельнюн-I и Ельнюн-II, интрузию горы Руапнюн и ряд других мелких массивов, метаморфизованных габбро-диабазов, габброноритов и друзитов. В интрузии Ельнюн есть ксенолиты конгломерато-брекчий, аналогичных по составу конгломерато-брекчиям Вочеламбинского зеленокаменного пояса. Pb-Pb-возраст галек в этих конгломератах, определенный методом ТИЭ свинца, 2.7 млрд лет. В кровле массива Руапнюн (р-н г.Руапнюн) есть останец конгломерато-брекчий, залегающих на метабазальтах. Конгломерато-брекчии в этом останце претерпели термальный контактовый метаморфизм гранулитовой фации - в цементах конгломерато-брекчий и в краевых зонах галек есть парагенная ассоциация - гиперстен+гранат+биотит. Сформированы эти интрузивные тела после позднеархейского метаморфизма, но до внедрения массивов имандровского комплекса.

В пределах Вочеламбинского зеленокаменного пояса есть мелкие интрузии

габброноритов близкие по возрасту - Мончеплутону. U-Pb-возраст этих габброноритов 2491 ± 13 млн лет [*Кислицын и др., 2000*].

К сумийско-сариолийским интрузивным образованиям отнесены Мончегорский плутон, массивы имандровского (или умбареченского) комплекса, Чуна-тундровский, Мончетундровский и Медвежьетундровский фрагменты габбронортозитового массива Главного хребта и Островской массив.

Мончегорский плутон расположен в северной части Мончегорско-Апатитского рудного района и представляет собой два фрагмента. Южная часть плутона, слагающая горы Сопча, Нюд и Поаз, простирается в широтном направлении, а северная (массив НКТ), слагающая горы Ниттис, Кумужью и Травяную, - в субмеридиональном. Подошвы массивов имеют корытообразную (мульдообразную) форму. Расслоенность и трахитоидность падают в основном в сторону осевой части массивов либо в сторону общего падения подошвы.

Массив НКТ сложен в основном ультраосновными породами. Обобщенный разрез его (снизу вверх): 1 - ультраосновные и основные породы с кварцбиотитовыми норитами и габброноритами в зоне контакта; 2 - перидотиты; 3 - переслаивающиеся пироксениты, оливковые пироксениты и перидотиты; 4 - пироксениты-бронзититы. Максимальная мощность разреза до 1.5 км.

Массив Нюд-Поаз сложен основными породами и представляет расслоенную пластовую интрузию с пологим наклоном первичной полосчатости и линейности на юго-запад. В западной части массива верхняя часть разреза представлена переслаивающимися плагиоклазовыми пироксенитами и меланократовыми норитами с прослоями обогащенных оливином пород.

В Мончегорском плутоне и вблизи него во вмещающих породах очень много даек оливиновых и безоливиновых диабазов, лабрадоритовых порфиритов, кварцевых диабазов, лампрофиров, камптонитов, спессартитов и кварцевых порфиритов [*Козлов и др., 1967*].

U-Pb-возраст пегматоидных габброноритов г.Нюд 2504.4 ± 1.5 млн лет [Amelin et al., 1995.]. U-Pb-возраст пегматоидных габброноритов "критического горизонта" террасы г.Нюд 2500 ± 5 млн лет [Смолякин и др., 2001]. U-Pb-возраст меланократового норита, секущего породы Дунитового блока НКТ 2496 ± 14 млн лет [Смолякин и др., 2001; см. Приложение 3, таблицы 1 и 2].

Чунатундровский, Мончетундровский и Медвежьетундровский фрагменты габбро-анортозитового массива Главного хребта расположены в западной части Мончегорско-Апатитского рудного района. Границы фрагментов практически везде тектонические. Вдоль тектонических границ породы зачастую превращены в ультрабластомилониты. Вдоль западных границ фрагментов в зоне контакта с породами Беломорского террейна ширина полосы ультрабластомилонитов по породам массива и Беломорского террейна достигает нескольких сотен метров, а конформные разлому зоны ультрабластомилонитизации разной мощности наблюдаются еще на протяжении 1.5-2.0 км к западу от контакта. Краевая зона ультрабластомилонитизации падает на восток. С восточной стороны границы массивов также тектонические. Зоны ультрабластомилонитов здесь меньшей мощности и крутопадающие к востоку либо субвертикальные.

Расслоенность во всех фрагментах массива Главного хребта падает на запад: в Чунатундровском и Медвежьетундровском фрагментах - аз. пад. $250-280 \angle 40-55^\circ$ и до 70° , а в Мончетундровском - под $\angle 5-25^\circ$. Разрез массива наращивается на запад. Обобщенный разрез массива выглядит следующим образом:

Верхняя часть разреза сложена крупнозернистыми массивными габбронорит-анортозитами (PL кумулаты) с прослоями пижонитовых габброноритов. Ниже залегают трахитоидные габбронорит-анортозиты (PL кумулаты). Еще ниже - нерасчлененные нориты (Орх+PL кумулаты) и габбронориты (Орх+Срх+PL кумулаты) с зонами ритмичного переслаивания базитовых и ультрабазитовых кумулатов, включая дуниты. У подошвы

массива предполагается зона оливинхромитовых кумулатов (дунитов). Мощность разреза Мончетундровского фрагмента может достигать 4 км, а Чунатундровского - более 6 км, хотя мощность тектонических пластин может быть меньше - от 2 до 5 км.

U-Pb-возраст габбро-анортозитов Мончетундровского фрагмента 2450 ± 10 млн лет, [Митрофанов и др., 1993]. U-Pb-возраст трахитоидных лейкогаббро Чунатундровского фрагмента 2467 ± 27 млн лет [Смолякин и др., 2001; см. Приложение 3, таблицы 1 и 2].

Островской массив площадью около 11 км^2 расположен к западу от оз.Островское, в плане имеет подковообразную форму. Массив представляет собой пологозалегающее тело мощностью более 1000 м, подошва которого имеет мульдообразную форму. Он сложен перидотитами, оливинитами, пироксенитами и габброноритами, залегающими вверху массива. Трахитоидность и расслоенность в габброноритах падают на юго-восток под $\angle 30-40^\circ$ [Козлов и др., 1967]. По данным В.Ф.Смолякина, в верхней части массива залегают диоритоподобные гибридные породы типа гранофиринов, а в кровле - термально и существенно измененные слюдистые кварциты и сланцеватые амфиболиты по метабазальтам. Становление массива было несколько древнее U-Pb-возраста пегматитовой жилы - 2445 ± 11 млн лет, расположенной в зоне развития пижонитовых габброноритов верхней части разреза массива [Смолякин и др., 2001].

В Приимандровском районе было выявлено 8 участков распространения интрузивных пород имандровского комплекса, очень близких по своим петрографическим и петрохимическим признакам: 1 - Прихибинский; 2 - Мончеполуостров (г.Сеяваренч); 3 - г.Девичья - г.Майявр; 4 - г.Ягельная; 5 - р-н Экоостровского пролива оз.Имандра; 6 - Умбареченский; 7 - г.Большая Варака; 8 - район р.Черной [Митрофанов и др., 1995, рис.1].

Элементы залегания расслоенности в массивах разные. В Прихибинском массиве расслоенность падает на юг под $\angle 50-$

55°, в Мончеполуостровском - на юг и юго-восток под \angle 50-55°, в Девичье-Майяврском - на юго-запад под \angle 50-85°, в Ягельном - на юг под \angle 50-55°, в Экостровском - на север под \angle 30-40°, в Умба-реченском - на север-северо-восток под \angle 20-25°, в Большой Вараке - субгоризонтально, в Чернореченском - на север под \angle 25-35°.

Обобщенный разрез массивов представлен пятью зонами:

1 - нижняя краевая зона мощностью до 7 м, неравномернозернистых мезократовых такситовых микрогаббро со шширами пегматоидных пород;

2 - нижняя расслоенная зона с рудопроявлениями хромита мощностью 100-150 м, представленная переслаивающимися плагиопироксенитами, меланократовыми и мезократовыми норитами и габброноритами;

3 - Главная зона мощностью до 2000 м, сложенная в основном мезократовыми габброноритами, содержащими прослойки оливинсодержащих габбро в нижней части и лейкократовых габброноритов в верхней части;

4 - верхняя расслоенная зона мощностью около 300 м, представленная переслаивающимися мезократовыми и лейкократовыми габбро и плагиоклазитами, с мощным пластом (до 70 м) плагиоклазитов в верхней части зоны;

5 - прикровлевая зона мощностью 150-500 м, сложенная преимущественно мезократовыми кварцевыми габбро и габбродиоритами с двумя пластами с титаномагнетитовым оруденением [Докучаева и др., 1992; Митрофанов и др., 1995].

В 1982 г. в ГИ КФАН была предложена модель, согласно которой отдельные массивы Приимандровского участка, очень близкие по своим петрографическим и петрохимическим признакам, относятся к единой крупной интрузии - Имандровскому лополиту площадью более 1500 км² [Докучаева и др., 1982]. Эта идея получила подтверждение в ходе поисково-разведочных работ на хром, в результате которых во всех массивах было выявлено стратиформное хромитовое и

титаномагнетитовое оруденение [Докучаева и др., 1992; Митрофанов и др., 1995]. Более того, концепция оказалась столь привлекательной, что при прогнозной оценке платиноносности региона ряд исследователей допустил возможность объединения в единый Балтийский лополит, соизмеримый с Бушвельдским, всех расслоенных плутонов Мончегорско-Апатитского и Имандра-Варзугского рудного районов [Додин и др., 2000, рис.4.13-4.14]. Однако, структурные данные и новые датировки свидетельствуют о разрозненности этих массивов.

U-Pb-возраст плагиоклазитов Прихибинского массива 2437±11 млн лет [Галимзянова и др., 1998]. U-Pb-возраст габброноритов из хромитового горизонта массива "Большая Варакка" имандровского комплекса - 2441±1.6 млн лет [Amelin et al, 1995] и 2446±39 [Баянова и др., 1995], а ранее полученное значение U-Pb-возраста 2394±7 млн лет [Баянова, 1992] теперь интерпретируется как возраст регионального метаморфизма габброноритов [Баянова и др., 1995].

В западной части Мончегорско-Апатитского рудного района выделено несколько массивов, сложенных клинопироксенит-верлитами сариолийского (?) возраста. Самый крупный из них - Керкчоррский габброноритовый массив - прорывает габбро-анортозиты Мончетундровского массива [Козлов и др., 1967].

В составе вочеламбинского комплекса людиковийского (?) возраста выделены многочисленные массивы перидотитов и пироксенитов в основном небольших размеров. Много мелких массивов приурочено к Чунозерской зоне, а также к нижней части разреза вочеламбинской свиты Вочеламбинского зеленокаменного пояса [Воче-Ламбинский ..., 1991].

Самым молодым является Суостовский массив. Он расположен в осевой части Имандра-Варзугской структуры на Южнохибинском участке, на расстоянии 5-6 км от контакта Хибинского щелочного массива [Магматические ..., 1985]. Плутон сиенитов имеет форму линзы размером 0.5-2×10 км, конкордантной вмещающим толщам томингской серии.

Большая часть плутона сложена щелочными миаскитовыми сиенитами, содержащими биотит, эгирин, катафорит, титанистый андрадит, содалит и анальцим. Вдоль контакта прослеживается оторочка кварцевых сиенитов с мусковитом и биотитом. Возраст интрузии Pb-Pb-методом по цирконам - 1872 ± 8 млн лет, изохронным методом по породе - 1860 млн лет. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0/7215$, ϵNd варьирует от -1.6 до +1.7, что свидетельствует о значительной коровой контаминации флюидизированной щелочно-базитовой мантийной магмы [Bea et al., 2001].

3.10.6. Полезные ископаемые

Мончегорско-Апатитский рудный район богат месторождениями и рудопроявлениями [Минеральные ..., 1981]. Главным месторождением Мончегорско-Апатитского рудного района является Мончегорские месторождения Cu-Ni-руд, приуроченные к Монче-плутону (рис.3.68). Выделяются месторождения жильных (Ниттис-Кумужья-Травяная, Сопча), гнездово-вкрапленных (Нюд-II) и вкрапленных (придонная залежь Ниттис-Кумужья-Травяная, рудные пласты Сопча и Нюд) руд. Эти месторождения богаты и платиноидами. Из руд, помимо никеля и меди, извлекались кобальт, золото, платиноиды, селен, теллур и сера. Для утилизации серы и производства серной кислоты построен и работает сернокислотный цех. За период 1935-1975 гг. из месторождений Cu-Ni-руд Монче-плутона было извлечено более 150000 т никеля.

Рудопроявления и месторождения Cr- и Fe-Ti-V-руд приурочены практически ко всем массивам имандровского (или умбареченского) интрузивного комплекса (рис.3.69) [Ракаев, 1999; Мультимедийный справочник ..., 2001].

Одно из перспективных хромовых месторождений - "Сопчеозерское" (рис.3.70) [Мультимедийный справочник ..., 2001, Афанасьев]. Оно приурочено к Дунитовому блоку Мончегорского плутона. Дуниты слагают тело размером в плане 1.5x2.0 км, которое граничит с се-

веро-запада и северо-востока с ортопироксенитами Мончеплутона, а с юго-запада и юго-востока ограничено тектоническими нарушениями. Мощность Дунитового блока свыше 700 м. В пределах Дунитового блока выявлена перспективная рудоконтролирующая структура, простирающаяся в направлении юго-восток 140° на 2.0 км (так называемая "центрально-осевая"). Она представляет собой крупный тектонический блок шириной 150-300 м, ограниченный с северо-востока и юго-запада серией тектонических нарушений с амплитудами смещений от 1-2 м до первых сотен метров. Вдоль них широко развиты крутопадающие тела и дайки габбрового состава мощностью от долей метра до 100 метров. Хромитовая залежь представлена в дунитах одним пологопадающим пластом длиной по прослеженной части 1100 м и шириной до 160 м. К северо-западу пласт начинает выклиниваться, выходя на поверхность под морену, и полностью исчезает. Длина выходящей под морену головной части рудной залежи составляет 250 м. Залежь постепенно погружается к юго-востоку. Вертикальная мощность пласта в головной его части составляет 3-10 м. С глубиной, т.е. далее к юго-востоку, мощность его постепенно увеличивается до 15-18 м, а максимальная мощность достигает 30-34 м. Внутренняя часть пласта, как правило, сложена рудами с содержанием Cr_2O_3 выше 30% (до 45-52% в отдельных пробах). К краям содержание Cr_2O_3 постепенно падает до 10-15%, а самые внешние части залежи (кровля и подошва) обычно представлены некондиционной рудой (Cr_2O_3 - 5-10%), постепенно переходящей в нормальный дунит. С увеличением общей мощности пласта к юго-востоку мощность богатой внутренней его части также возрастает. Доля богатых руд составляет примерно 40% объема залежи. Оруденение достаточно выдержано по падению и простираению, но в отдельных местах сплошность его нарушается. С флангов (по простираению) рудная залежь зажата между телом габброидов на юго-западе и дайка-

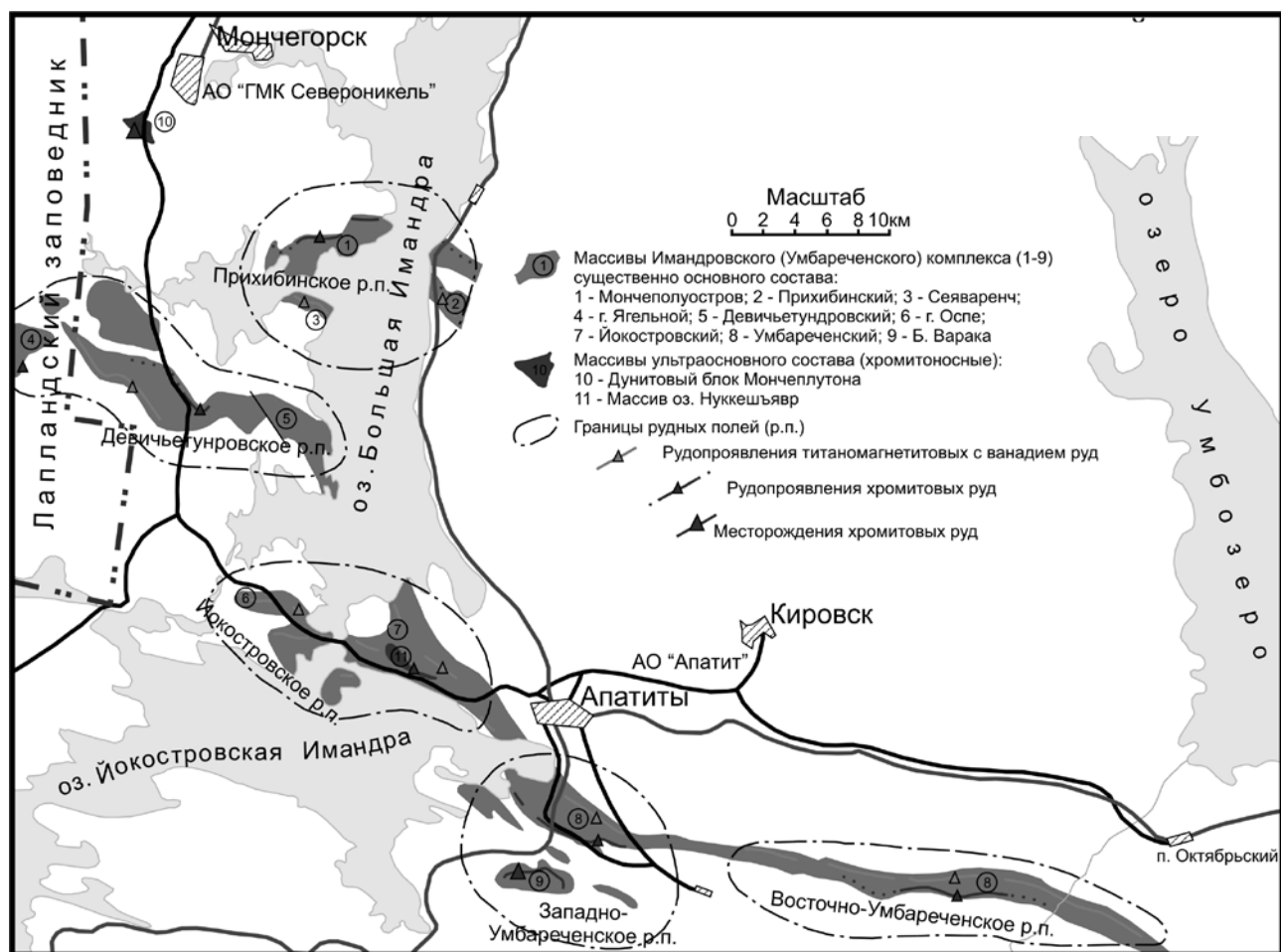


Рис.3.69. Схема размещения проявлений хромитовых и титаномагнетитовых с ванадием руд имандровской группы массивов [Мультимедийный справочник, 2001]

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ
 Мончегорско-Апатитский рудный район

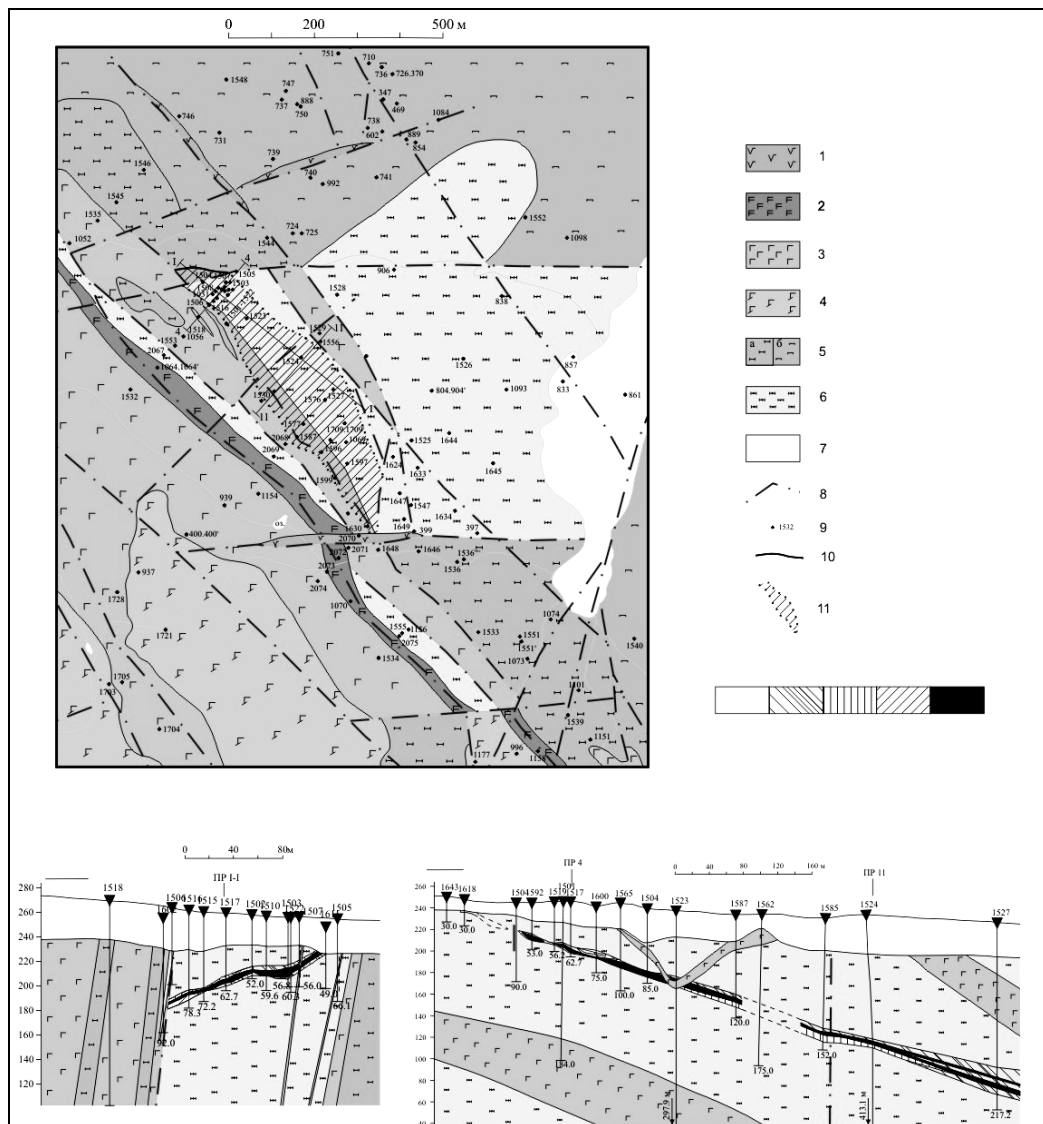


Рис.3.70. Схема геологического строения участка месторождения хромовых руд "Сопчезерское":
 1 - диабазы; 2 - габбро с титаномагнетитом; 3 - габброиды, габбро; 4 - метагабброиды;
 5 - перидотиты (а), пироксениты (б); 6 - дуниты и перидотиты; 7 - четвертичные отложения;
 8 - разрывные нарушения; 9 - скважины и их номера; 10 - выход пласта хромитов под четвертичные отложения;
 11 - проекция прослеженной части залежи хромитов на поверхность; 12 - хромовые руды (на разрезах): содержание Cr_2O_3 в %: 5, 10, 15, 20, 30, >30 [Мультимедийный справочник ..., 2001]

чь, Веске-Ламбина, Травяное, Окуное, в бассейне оз.Имандра и др. Диатомиты являются основным сырьевым источником для кремнистых наполнителей резины и, кроме того, он широко используется

во многих отраслях химической, пищевой и медицинской промышленности.

Район богат строительными и облицовочными материалами - габбро, габброанортозитами, анортозитами, дунитами и т.д.

3.10.7. Степень освоения и перспективы

Мончегорско-Апатитский рудный район имеет достаточно развитую инфраструктуру. Давно освоены месторождения Cu-Ni-руд Мончеплутона (г. Мончегорск). Есть несколько камнеобрабатывающих предприятий, потенциал которых может быть увеличен. Помимо вышеназванных, перспективными на Cu-Ni-, Pt-, Cr-руды являются массивы Пивнус, Малевых озер, Островского и Приозерного, а также Островский массив гарцбургит-ортопироксенит-габброноритовая субформации. Ру-

доносной на Cr и Pt может быть ортопироксенит-габброноритовая субформация Мончетундровского комплекса.

Две потенциально рудоносные субформации: 1 - норит-габбро-анортозитовая комплекса Главного хребта на ЭПГ; 2 - норит-габбро-диоритовая Умбарченского комплекса на Cr-, V-Fe-Ti руды.

Наличие дорог, энергетических, физических и интеллектуальных ресурсов в этом районе также позволяют надеяться на возможность дальнейшего расширения рудодобывающей и перерабатывающей промышленности в этом районе.

3.11. Имандра-Варзугский рудный район**3.11.1. Географическое***и административное положение*

Имандра-Варзугский рудный район находится на площади Кировского, Апатитского, Ловозерского и Терского административных районов Мурманской области (см.рис.2.3). В геологическом аспекте он занимает территорию центральной и восточной частей карельской палеорифтогенной структуры Имандра-Варзуга (рис.3.71). Его западная граница с Мончегорско-Апатитским рудным районом проходит почти по меридиану от оз.Умбозеро до оз.Полисарское. На юго-западе он граничит с Кандалакшским рудным районом, на юге и востоке - с Терским, на севере - с Кейвским рудными районами. В состав Имандра-Варзугского рудного района включены массивы габброноритов Федоровой и Панских тундр на северо-западе и массивы щелочных гранитов - Верхнестрельнинский и Пурначский - на юго-востоке. Площадь района составляет около 8.0 тыс. км². Рельеф на западе района холмистый, на востоке - низменный. Самая высокая вершина - г.Каменник - 625 м. В морфоструктурном плане территория района (за исключением горного массива Панских тундр) выражена слабо и представляет собой комплекс неглубоко врезанных сглаженных форм расчленения равнин (см.рис.2.19). Значительная часть территории занята болотами. Район расположен в таежной зоне. Климат субарктический.

Экономически данная территория не освоена. Ближайшими населенными пунктами от западного окончания района являются: с запада – пос. Октябрьский (55 км) и города Кировск (80 км) и Апатиты (100 км), а с востока – село Краснощелье (130 км). По северной части площади проходит зимник пос.Октябрьский – село Краснощелье, который в летние месяцы может быть использован в качестве подъездного пути, являясь проходимым для автотранспорта высокой проходимости. Телефонная связь отсутствует. Электроэнергией район не обеспечен. Земли района отданы в

долгосрочную аренду ТОО "Тундра" (село Ловозеро) для использования в качестве оленьих пастбищ. В небольших объемах ведется заготовка леса.

3.11.2. Геологическое строение

Имандра-Варзугский рудный район полностью соответствует по наполнению рифтогенной структуре нижнепротерозойского возраста с одноименным названием. Но в него не входит западная часть Имандра-Варзугской структуры. Северной границей зоны Имандра-Варзуга служит краевой Панско-Бабьеозерский разлом. Восточное окончание зоны имеет центриклинальное замыкание. Геологии, стратиграфии, магматизму, тектонике зоны Имандра-Варзуга посвящено значительное число работ [Козлов, 1971; Гилярова, 1972; Бекасова, Пушкин, 1972, 1975; Козлов, 1973; Радченко, Борисов, 1978; Вулканисты раннего..., 1980; Радченко, 1980, 1984; Мележик, Предовский, 1982; Загородный, Радченко, 1983, 1988; Ремизова, Баржицкая, 1983; Федотов, 1985; Ефимов и др., 1985; Мележик и др., 1988; Борисов, 1990; Мележик, 1992; Смолькин, 1992]. Основные сведения о строении и составе подразделений Имандра-Варзугской структуры взяты из работ [Имандра-Варзугская ..., 1982; Мележик, Предовский, 1982; Объяснительная записка ..., 1994]. Снизу вверх по разрезу выделяются стрельнинская, варзугская и томингская серии (рис.3.72).

Стрельнинская серия представлена тремя свитами: пурначской, кукшинской и сейдореченской. Пурначская свита сложена метаосадочными породами - биотит-полевошпат-кварцевыми сланцами общей мощностью 600 м и толщей среднезернистых массивных и миндалекаменных амфиболитов мощностью около 1500 м. Породы кукшинской свиты трансгрессивно залегают на амфиболитах пурначской свиты. Нижняя осадочная подсвита кукшинской свиты сложена биотит-хлорит-полевошпат-кварцевыми сланцами с постоянной примесью карбо-

натного вещества (до 10%) и аркозовыми метапсаммитами. Ее мощность составляет 500 м. Верхняя вулканогенная подсвета сложена метадиабазами и амфиболитами с реликтовыми пойкилоофитовой и офитовой структурами. Мощность подсветы 500-1200 м. Сейдореченская свита представлена нижней осадочной и верхней вулканогенной подсветами. В составе осадочной подсветы выделяются гранат-серицит-кварцевые сланцы и кварциты. Максимальная мощность 600 м. В составе вулканогенной подсветы выделяют три группы покровов: нижняя - пикрит-базальтовая (1500 м); средняя - существенно андезит-базальтовая (1500 м); верхняя - риолит-дацит-андезитовая (до 1000 м).

Варзугская серия представлена тремя свитами: полисарской, умбинской и ильмозерской. Полисарская свита состоит из двух подсвет - нижней осадочной и верхней вулканогенной. В нижней подсвете выделяют пачку А, сложенную хлорит-серицитовыми сланцами (метаморфизованная кора выветривания), мощностью 20 м; пачку В, сложенную конгломератами, мощностью 15 м; пачку С, сложенную метапикритобазальтами, мощностью до 70 м; пачку D, сложенную метааллевропсаммитами, мощностью до 50 м. Верхняя подсвета сложена актинолит-хлоритовыми и хлоритовыми сланцами по вулканитам ультраосновного и основного состава. Ее мощность достигает 600 м.

В умбинской свите выделяют две подсветы - нижнюю осадочную и верхнюю - вулканогенную. Осадочная подсвета, прослеживаемая от р.Юзии на востоке до Хибинского массива на западе, фациально не выдержана. Установлено два типа разрезов [Мележик, Предовский, 1982]. Существенно терригенный тип разреза характерен для западной части; второй, с преобладанием карбонатных и карбонатно-глинистых пород, проявлен в восточной части (рис.3.73). В нижней подсвете выделяется несколько пачек. Пачка А - карбонатно-терригенная, она сложена карбонатсодержащими хлоритовыми и полевошпат-кварцевыми сланца-

ми с линзами доломитов и яшм. Мощность 10-30 м. Пачка В - пестроцветная карбонатная. Сложена преимущественно ритмичнослоистыми доломитами с большим количеством пирокластического материала пикритового состава и кремнисто-гематитовых оолитов. Мощность до 100 м. Пачка С - пестроцветная карбонатно-глинистая, представлена ритмичнослоистыми хлорит-серицит-карбонат-ными сланцами, серицитовыми сланцами и метааллевролитами с прослоями доломитов и яшм. Мощность 30 м. Пачка D - терригенная, сложена метапсаммитами, метааллевролитами, серицитовыми и хлорит-серицитовыми сланцами. Максимальная мощность 80 м. Пачка Е - туфогенная, сложена туфогенными метапсаммитами, метатуффитами, конгломератами с туфовым заполнителем. Мощность 5-20 м.

Вулканогенная подсвета умбинской свиты состоит из четырех групп покровов. Первая пачка сложена базальтовыми и диабазовыми метапорфиритами с небольшим количеством пикритовых и пикрит-базальтовых метапорфиритов. Мощность пачки 150-500 м. В разрезе второй группы покровов преобладают базальтовые метапорфириты. В основании залегают псефитовые туфы и туфо-конгломераты. Отмечаются андезитовые метапорфириты, туфолавы и лавобрекчии среднего состава. Мощность 400-600 м. В третьей группе покровов широко развиты эпидотизированные диабазовые метапорфириты и метадиабазы. Встречаются покровы пикритовых метапорфиритов, растет количество вулканического материала среднего состава. Мощность 400-500 м. В основании четвертой группы покровов залегает горизонт метатуффов, выше залегают диабазовые и базальтовые метапорфириты, встречаются метаэффузивы среднего состава. Мощность 400-500 м. Общая мощность вулканогенной подсветы колеблется от 1000 до 2000 м. Именно с породами этой подсветы связано большинство проявлений самородной меди [Борисов, 1990].

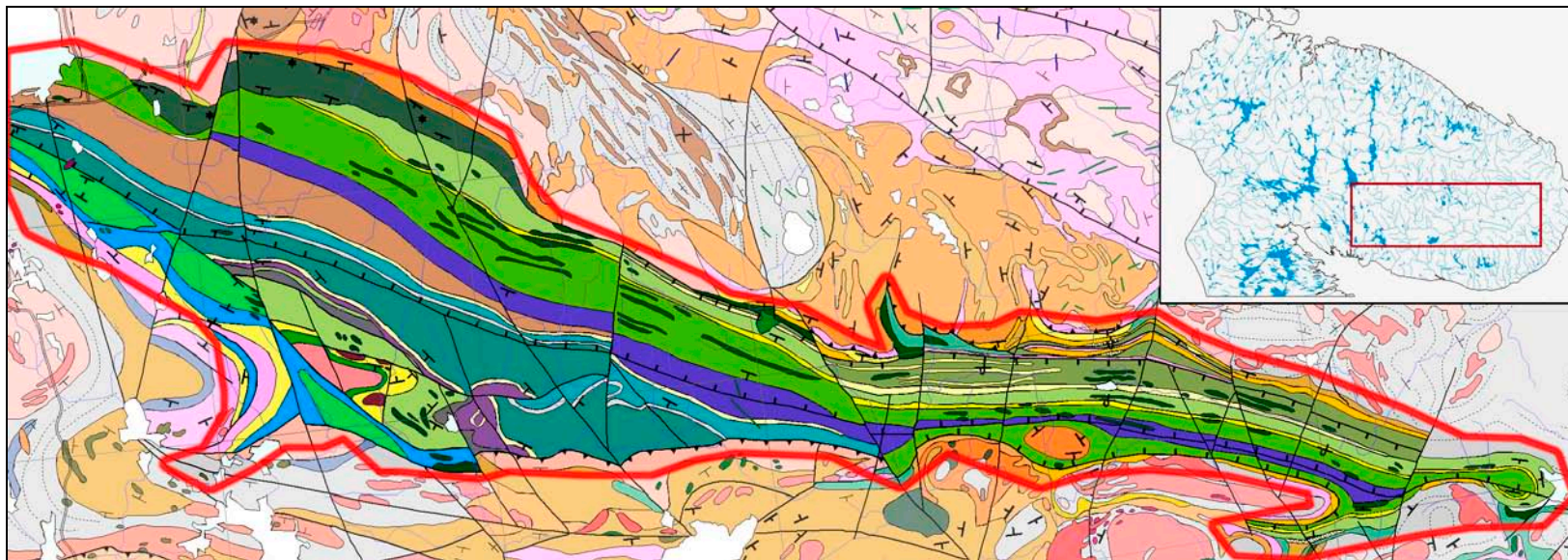


Рис. 3.71. Имандра-Варзугский рудный район (основные элементы легенды – см. Приложение 2.)

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ
Имандра-Варзугский рудный район

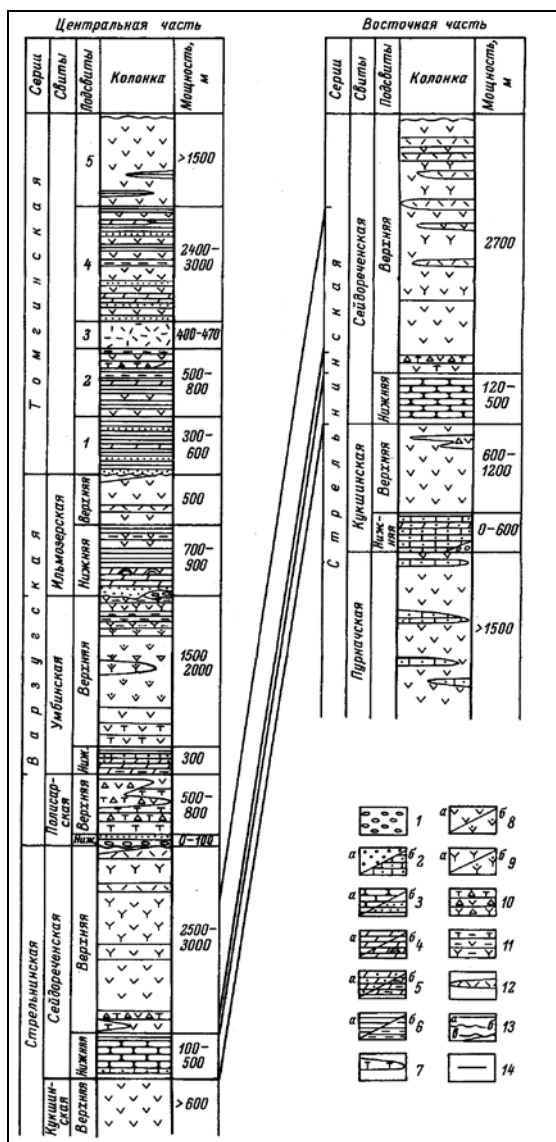


Рис.3.72. Сводные стратиграфические колонки карельского комплекса Имандра-Варзугской зоны [Имандра-Варзугская ..., 1982]: 1 - полимиктовые конгломераты и гравелиты; 2а - гравелиты и песчаники с вулканогенным материалом; 2б - полимиктовые и аркозовые песчаники и алевролиты; 3а - кварциты, полевошпат-кварцевые песчаники и алевролиты; 3б - силициты и кремнистые сланцы; 4а - доломиты; 4б - органические доломиты; 5а - песчанистые доломиты; 5б - доломиты с туфогенным материалом; 6а - филлиты; 6б - туффиты и туфогенные сланцы; 7 - пикриты и меланобазальты; 8а - метабазальты, диабазы, порфириты, шаровые лавы базальтовые; 8б - метатрахибазальты; 9а - метандезиты; 9б - метатрахиаandezиты; 10 - грубые вулканокластиты (сверху вниз: пикритовые, базальтовые, андезитовые); 11 - туфы (сверху вниз: пикритовые, базальтовые, андезитовые); 12 - андезитодациты, их туфы и лавобрекчи; 13 - границы стратиграфических подразделений (а - согласные, б - с предшествующим размывом, в - с размывом и угловым несогласием); 14 - достоверные корреляционные линии

В разрезе ильмозерской свиты выделяют шесть пачек. Пачка А сложена в основном метагупфитами с полимиктовыми конгломератами в основании. Мощность 25-30 м. Пачка В - метатерригенная. Состоит из ритмичнослоистых гематитсодержащих метаалевролитов с прослоями серицит-хлоритовых и хлоритовых сланцев. Мощность до 200 м. Пачка С - карбонатная. Нижняя ее часть представлена сероцветными карбонатными породами с примесью алевроитового и глинистого материала. Верхние горизонты содержат биогермы строматолитов

и онколитов (рис.3.74). Мощность пачки 50-200 м. Пачка D - верхняя терригенная, сложенная метаглинистыми осадками. Ее разрез изучен недостаточно. Пачка E - вулканогенная, состоит из литокластических метатуфов базальтового состава. Мощность 100-150 м. Пачка F сложена хлоритовыми и хлорит-серицитовыми углеродистыми сланцами, в меньшем количестве в ней встречаются метаалевролиты и метасилициты. Мощность 600-800 м. Верхняя подсвита представлена переслаивающимися углеродистыми сланцами с вулканическими покровами пре-

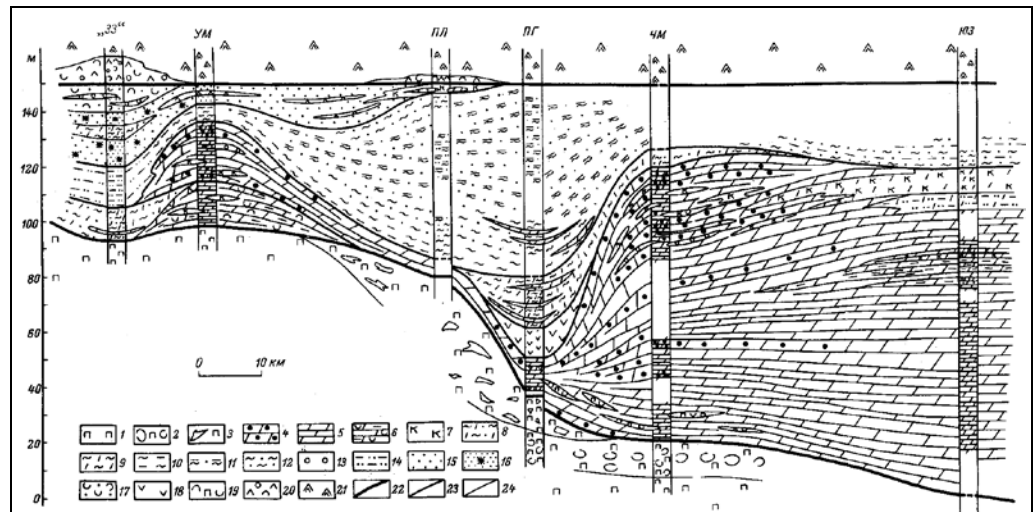


Рис.3.73. Строение нижнеумбинской подсвиты (латеральный разрез) [Мележик, Предовский, 1982]:

Верхнеполисарская подсвита: 1 - метациптиты; 2 - пикритовые шаровые лавы; 3 - пикритовые лавобрекчии. Нижнеумбинская подсвита: 4 - доломиты с туфогенной примесью и кремнисто-гематитовыми оолитами; 5 - доломиты; 6 - доломиты с глинистой примесью и туфогенным материалом; 7 - метасилициты, яшмы; 8 - аркозовые карбонатсодержащие метаалевролиты и метапсаммиты; 9 - карбонатсодержащие гидрослюдистые метапелиты; 10 - хлорит-гидрослюдистые метапелиты; 11 - субграувакковые метаалевролиты; 12 - аркозовые метаалевролиты; 13 - полимиктовые и доломитовые конгломераты; 14 - граувакковые метапсаммиты; 15 - кварцевые метапсаммиты; 16 - кварцевые метапсаммиты с магнетитом и гематитом; 17 - туфогенные метапсаммиты; 18 - метабазалты; 19 - пикритовые метабазалты и метатуфы. Верхнеумбинская подсвита: 20 - трахибазальтовые метатуфы с гальками метапсаммитов; 21 - метабазалты, метатрахибазальты; 22 - границы свит и подсвит; 23 - границы горизонтов; 24 - границы пачек.

Участки: "33" - 33-й километр дороги Кировск-Ревда; УМ - р.Умба; ПЛ - р.Полисарка; ПГ - Полисарские горы; ЧМ - р.Чирумвуай; ЮЗ - р.Юзия

имущественно метаандезитобазальтов. Ее мощность до 500 м.

Томингская серия характеризуется слабой обнаженностью при большой пестроте разрезов и фациальной неоднородности слагающих пачек. Наиболее полно разрез представлен в бассейне рек Роукса и Томинга. Базальные слои нижней толщи представлены хлоритовыми, хлорит-серицитовыми, кварц-хлорит-карбонатными сланцами. В разрезе нижней толщи выделяют три горизонта: терригенный, вулканогенно-кремнисто-карбонатный и углеродистых сланцев. Нижний горизонт сложен магнетитсодержащими граувакковыми метапсаммитами. Средний горизонт кремнисто-карбонатных пород содержит пачки туфов основного состава. Верхний горизонт

сложен хлорит-гидрослюдистыми метапелитами и гематитсодержащими доломитами. Мощность нижней толщи 500 м. Средняя толща с метавулканидами в основании сложена серицит-кварцевыми, серицит-кварц-хлоритовыми сланцами с маломощными прослоями метавулканидов среднего и кислого состава. Мощность толщи 400 м. Разрез томингской серии завершают метадиабазы и базальтовые метапорфириты. Мощность толщи 1500 м.

Панареченская свита представлена тремя толщами (рис.3.75). Нижняя толща сложена хлорит-серицитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми сланцами с тонкими слоями кварцитов и карбонатных пород. Мощность толщи 600 м. Вторая толща сложена метавулканидами основ-

ного состава, карбонатсодержащими хлоритовыми, серицитовыми и серицит-кварцевыми сланцами, нередко углеродистыми, содержащими сульфиды, иногда до формирования колчеданных руд пирит-пирротинового состава. В средней части разреза толщи располагается горизонт метатупфов пикритового состава. Мощность толщи 500 м. Верхняя, метандезит-дацит-риолитовая толща, сложена метавулканитами кислого состава и туфогенными кварц-серицитовыми сланцами. Мощность толщи 400 м. Ее выделяют в качестве самостоятельной самингской свиты. По данным Rb-Sr метода, возраст вулканических пород сейдореченской свиты составляет 2211 млн лет [Балашов, 1996].

Четвертичные отложения на территории Имандра-Варзугского рудного района представлены в основном гравийно-песчаной мореной и торфяниками. В западной части района встречаются холмистые морены, озы, флювиогляциальные дельты и краевые гряды из сортированного материала [Четвертичные отложения ..., 1993].



Рис.3.74. Окремненный строматолитовый доломит рифовой фации, ильмозерская свита [Мележик, 1992]

3.11.3. Магматизм

Интрузивные образования характеризуются неравномерным распределением по площади района. Самыми древними являются Пурначский и Верхнестрельнинский архейские массивы щелочных гранитов [Митрофанов и др., 2000].

Следующими по возрасту являются расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-габброноритов Федоровой и Панских тундр, объединяемые в единый Федорово-Панский массив [Проскураков, 1967; Докучаева, 1994; Корчагин и др., 1994]. По мнению Р.М.Латыпова [Латыпов и др., 2001], Западно-Панский интрузив представляет самостоятельное геологическое тело. Ранее эту точку зрения высказывали А.Ю.Одинец [1971] и Е.К.Козлов [1973]. Федорово-Панский массив относится к перидотит-пироксенит-габброноритовой формации. Интрузив состоит из четырех блоков - Федоро-

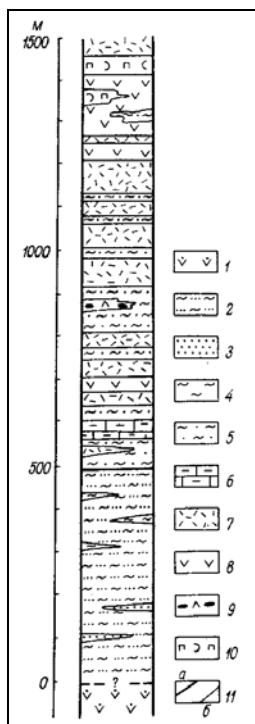


Рис.3.75. Литолого-стратиграфическая колонка панарченской свиты [Мележик, Предовский, 1982]: Верхнеильмозерская подсвита: 1 - метавулканыты. Нижнепанарченская подсвита: 2 - аркозовые и субграувакковые метаалевропсаммиты; 3 - кварцевые метаалевропсаммиты; 4 - гидрослюдистые метапелиты. Верхнепанарченская подсвита: 5 - аркозовые метаалевропелиты; 6 - глинистые известняки; 7 - риолитовые метавулканыты; 8 - метадиабазы; 9 - высокоглиноземистые метабазалты с вулканическими бомбами; 10 - пикритовые метатупфы; 11 - границы свит и подсвит (а), границы горизонтов, пачек (б)

вотундровского, Ластьярвского, Западно-Панского и Восточно-Панского (рис.3.76а). Блоки значительно смещены относительно друг друга в горизонтальном и вертикальном направлениях, что обусловило в их пределах выход на дневную поверхность различных участков разреза массива. Он залегает между гнейсами и гранитоидами Центрально-Кольского террейна, щелочными гранитами Белых тундр Кейвского террейна и метавулканитами кукшинской и сейдореченской свит имандра-варзугского комплекса. Общая протяженность массива 67 км при ширине выхода 0.3-6 км. Анализ результатов сейсморазведки, гравиметрической и магнитной съемок позволяет предполагать, что ширина Федоровотундровского и Западно-Панского блоков значительно больше, чем на современном эрозионном срезе и составляет для этих блоков соответственно 9-11 и 14-16 км, а оба блока представляют собой единый асимметричный лополит [Седых и др., 2000]. Мощность Федоровотундровского блока не превышает 3-3.5 км, а Западно-Панского - 4-4.5 км (рис. 3.76б). Возраст пород массива колеблется от 2491 до 2447 млн лет [Баянова и др., 1994].

Кукшинский комплекс габбро-пироксенитов объединяет многочисленные массивы габбро-пироксенитов и габбро-пироксенит-перидотитов. Томингский комплекс габбро-диабазов развит в пространственной связи с вулканогенными породами умбинской, томингской и ильмозерской свит. Включает силлы и дайки габбро-диабазов и плагиоамфиболитов. Панареченский массив отнесен к комплексу габбро, клинопироксенитов и верлитов аналогично серии массивов района Соленых озер [Имандра-Варзугская ..., 1982; Смолькин, 1992; Геологическая карта ..., 1996]. Самыми молодыми на площади Имандра-Варзугского рудного района являются массивы монцодиоритов и гранитов, распространенных в пределах Панареченской вулcano-тектонической центриклинальной структуры. По данным Rb-Sr метода, их возраст составляет 1765 млн лет [Балашов, 1996].

4.11.4. Тектоника

По результатам сейсмического зондирования по региональному профилю Печенга-Умбозеро-Ручьи выделено 11 блоков земной коры, отличающихся по своей внутренней структуре [Галдин и др., 1988; Проблемы комплексной ..., 1991]. Наиболее значительные смещения блоков коры установлены в зоне Хибино-Ловозерских и Цагинских разломов. Мощность коры в восточной части (выклинивание зоны Имандра-Варзуга) на 5 км меньше, чем в Печенгском районе. Уменьшение мощности сопровождалось уменьшением мощности нижнекорового базитового слоя. Заложение Имандра-Варзугского прогиба происходило в условиях более тонкой коры и более тонкого базитового слоя, а также при отсутствии образований кольской серии [Прогнозная модель ..., 2000]. В этом заключается главное отличие глубинного строения этого прогиба от коры Печенгского прогиба [Галдин и др., 1988]. При переходе от Центрально-Варзугского блока к Восточно-Варзугскому происходит увеличение мощности базитового слоя. Сейсмический и геологический разрезы палеорифта Имандра-Варзуга хорошо коррелируются друг с другом. Общее моноклиальное падение в его центральной части [Имандра-Варзугская ..., 1982] уверенно читается на его сейсмическом профиле [Литвиненко и др., 1968].

В пределах Имандра-Варзугской зоны выделяются Пурначско-Варзугская подзона моноклиального строения, Чапомско-Варзугская подзона отраженных складчатых структур с блоково-глыбовым строением фундамента и Прихибинско-Гомингская подзона наложенных складок (рис.3.77). Последняя входит в Имандра-Варзугский рудный район своей восточной частью. В строении зоны Имандра-Варзуга выделяются три структурных этажа [Загородный, Радченко, 1983, 1988]. Общая структура нижнего этажа - асимметричная грабен-синклиналь субширотного простирания, в строении которой выделяются подзоны

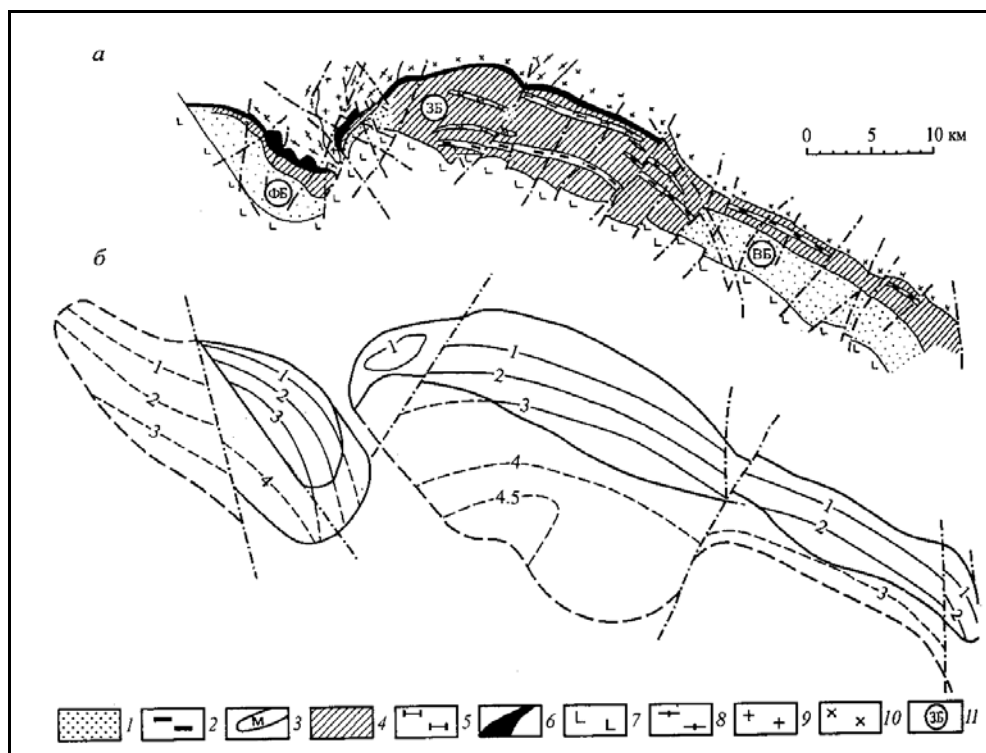


Рис.3.766. Геолого-структурная (а) и структурно-геофизическая (б) схемы Федорово-Панского массива. По: Ю.Н.Седых [Додин и др., 2000]:

1 - габбро; 2, 5 - рифтовые платиноносные пачки: 2 - верхняя; 5 - нижняя; 3 - магнетит-содержащие слои; 4 - габбронориты; 6 - нориты; 7 - базальтоиды; 8 - гранито-гнейсы; 9 - гранитоиды; 10 - щелочные граниты; 11 - блоки массива (в кружках): ФБ- Федоровотундровский; ЗБ- Западно-Панский; ВБ- Восточно-Панский. На схеме б показаны изоглубины залегания массива по геофизическим данным (в км)

с разным типом складчатости: подзона моноклиального строения; подзона простых складчатых структур со штамповой складчатостью в южной части; центриклинальное замыкание восточного окончания зоны, сочетающее складки сжатия и фрагменты отраженных структур.

Второй структурный этаж представлен рифтовыми сериями осадочно-вулканогенного комплекса и имеет унаследованные от нижнего структурного этажа формы, подчеркивающие сложившуюся зональность раннего этапа. Третий структурный этаж представлен серией осадочно-вулканогенных образований позднеорогенного режима.

Особое место занимает Панареченская вулканоплутоническая кальдероподобная структура (рис.3.78). Это овал

ное тело размером 21 x 8 км, вытянутое в северо-западном направлении и автономное по отношению к вмещающим породам ильмозерской свиты и томингской серии. Юго-западное крыло структуры срезано крупным глубинным разломом. На периферии структуры породы имеют центриклинальное залегание с углами падения 25-45°; в ядерной части палеокальдеры падения пород пологие до субгоризонтальных.

На заключительных стадиях развития Панареченской вулканотектонической структуры в ее пределах были заложены локальные Западная и Восточная кальдеры, эксцентричные по отношению к более ранней структуре. Они разделены Панско-Варзугским меридиональным разломом. По периметру Пана-

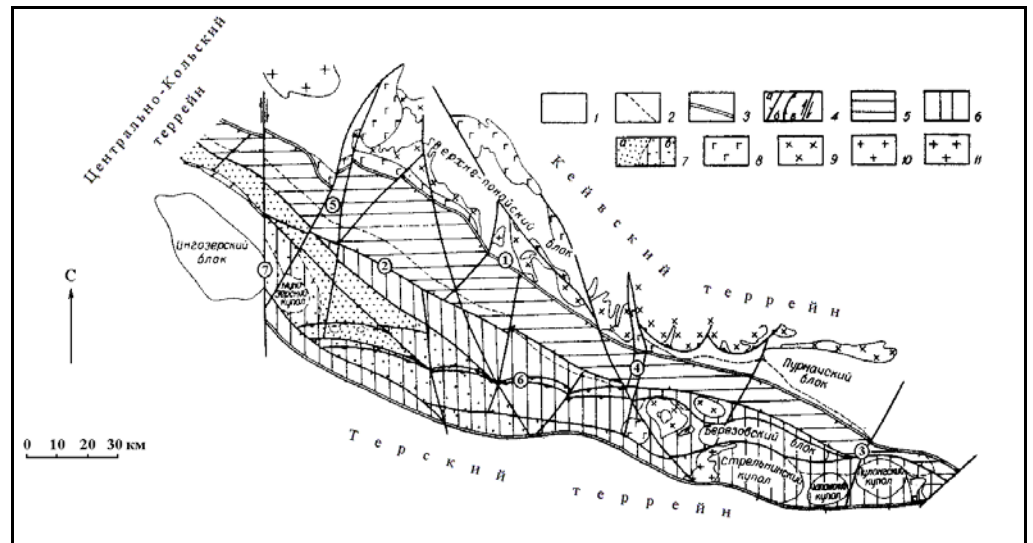


Рис.3.77. Структурно-тектоническая схема Имандра-Варзугской зоны [Радченко, 1980]:
1 - фундамент карельского комплекса; 2 - границы структурных этажей; 3 - границы зоны, совпадающие с краевыми разломами; 4 - главные разрывные нарушения: а - сбросы, взбросы и наклоны плоскостей сместителей; б - взбросо-надвиги и надвиги, сдвиги; структурные подзоны: 5 - моноклиналичного строения с фрагментами центриклинальных замыканий на фланговых участках; 6 - отраженных складчатых структур карелид с блоково-глыбовым строением фундамента; 7 - наложенных складок (а), с перестройкой более ранних структур (б); 8 - разновозрастные массивы и тела основных и ультраосновных пород; 9 - массивы щелочных гранитов; 10 - разновозрастные гранитоиды; 11 - массивы нефелиновых щелочных сиенитов;
цифры в кружках - разломы: а) раннекарельского заложения: 1 - Панско-Бабьеозерский; 2 - Умбареченско-Вилмуайвский; б) докарельского заложения: 3 - Пурначский; 4 - Стрельнинский; 5 - Цагинский; в) карельские: 6 - Варзугский; 7 - Мунозерский

реченской вулкано-тектонической структуры зафиксирован кольцевой циркумструктурный разлом с отвесным падением, в зоне которого внедрились линзовидные и серповидные дайки монцит-сиенитового состава [Скуфьин, Пушкин, 1986].

Крупные разрывные нарушения разделяют структурные подзоны и секторы и определяют общую структурную зональность. Среди поперечных предкарельских выделяются долгоживущие конседиментационные разломы: Цагинский, Стрельнинский и Пурначский. Из разломов северо-западного простирания наиболее значимым является Мунозерский. Из продольных наиболее ранними являются Панско-Бабьеозерский и Умбареченско-Вилмуайвский. Тела базит-гипербазитов Панских и Федоровых тундр фиксируют, вероятно, положение оси спрединга на ранних стадиях разви-

тия Имандра-Варзугской рифтогенной структуры [Ремизова, 1987].

3.11.5. Метаморфизм

Раннепротерозойские осадочные и вулканогенные толщи Имандра-Варзугской зоны метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до низкотемпературной амфиболитовой фации [Имандра-Варзугская ..., 1982; Эндогенные режимы ..., 1990; Петров, 1999]. Размещение метаморфических фаций осложнено блоковой тектоникой. К востоку от системы поперечных разломов Стрельнинско-Варзугского водораздела распространены образования стрельнинской серии, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации. К западу этот метаморфизм характерен

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ
Имандра-Варзугский рудный район

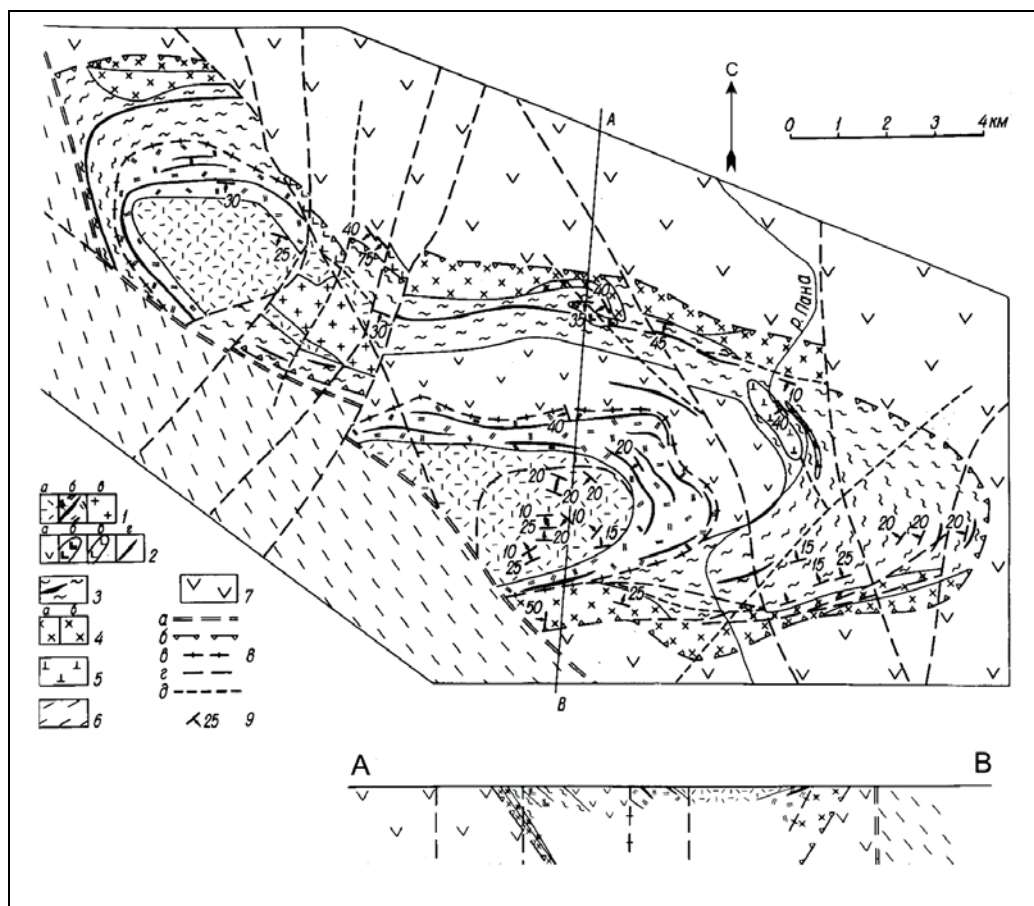


Рис.3.78. Схематическая геологическая карта Панараченской вулкано-тектонической структуры [Скуфьин, Пушкин, 1986]:

1 - породы гранит-риолитовой вулкано-плутонической ассоциации: а - вулканы верхнесамингской подсвиты; б - вулканы нижнесамингской подсвиты с прослоями углеродистых сланцев; в - алякитовые граниты поперечного вулкано-купольного поднятия; 2: а - диабазы верхнепанараченской подсвиты; б - комагматичные им интрузии метагаббро-долеритов и микрогаббро; в - интрузии пикритового состава; г - метаморфизованные осадочные образования среди эффузивов верхнепанараченской подсвиты; 3 - осадочные породы нижнепанараченской подсвиты, включая углеродистые сланцы; 4 - породы диорит-андезитовой вулкано-плутонической ассоциации: а - диорит-гранодиориты; б - андезиты; 5 - породы Панараченского перидотитового массива; 6 - породы томингской серии; 7 - породы ильмозерской свиты; 8 - разрывные нарушения: а - Томингский надвиг; б - циркумструктурный кольцевой разлом; в - полукольцевые разломы по границам Западной и Восточной палекальдер; г - главнейшие линейные разрывные нарушения; д - второстепенные линейные разрывные нарушения; 9 - элементы залегания пород

лишь для пород кукшинской свиты. Положение метаморфических зон дискордантно по отношению к границам структурно-стратиграфических подразделений. В зонах вторичного рассланцевания и кливажа развиты хлоритизация, эпидотизация, окварцевание. Гидротермально-

метасоматические изменения (карбонатизация, окварцевание) развиты в поперечных и сопряженных с ними косесекущих зонах разломов, брекчирования, катаклаза. В Федорово-Панском габброноритовом массиве по степени изменения можно выделить несколько типов пород: 1 -

неизмененные с первично-магматическими структурами и текстурами; 2 - слабо амфиболитизированные; 3 - амфиболитизированные с реликтами первично-магматических минералов; 4 - амфиболиты и 5 - породы рудных зон [Волошина и др., 2000].

3.11.6. Полезные ископаемые

По аналогии с Печенгской структурой, в Имандра-Варзугском рудном районе в течение многих лет велись работы по поискам Cu-Ni-руд, но на сегодня крупных проявлений в районе не обнаружено. Комплексное оруденение выявлено в Федорово-Панском массива габброноритов, из руд которого возможно извлечение Pt, Pd, Au, Ag, S с попутным получением Cu и Ni. Оруденение в массиве установлено на 10 уровнях разреза от нижней краевой зоны до пород верхнего расслоенного горизонта [Митрофанов и др., 1994, 1994a; Valabonin et al., 1994; Mitrofanov et al., 1998; Балабонин и др., 2000; Додин и др., 2000]. Главная рудная зона (нижний расслоенный горизонт) выдержана по простиранию и состоит из кулисообразно залегающих пласто- и линзообразных малосульфидных залежей. Основная часть Cu-Ni- и Pt-Pd-минерализации локализована в нижней части наиболее мощного (до 50 м) слоя плагиоклазовых кумулатов на границе с подстилающим его слоем кумулатов переменного состава [Латыпов, Чистякова, 2000]. Оруденение представлено мелкой рассеянной оксидно-сульфидной вкрапленностью размером 0.05-5.0 мм. ЭПГ в рудах находятся в трех формах: в виде собственных минералов, в качестве примесей в сульфоарсенидах и других

минеральных фазах и в рассеянной форме в сульфидах и оксидах - пентландите, пирротине, халькопирите, магнетите. Содержание суммы ЭПГ составляет несколько грамм на тонну и отвечает промышленным кондициям. Оруденение сопоставляется с таковым в массивах Стиллуотер (США) и Бушвельд (ЮАР).

Ниже приводится более подробная характеристика двух перспективных рудопроявлений Малая Пана и Восточная Пана [Мультимедийный справочник ..., 2001, Корчагин, Гончаров].

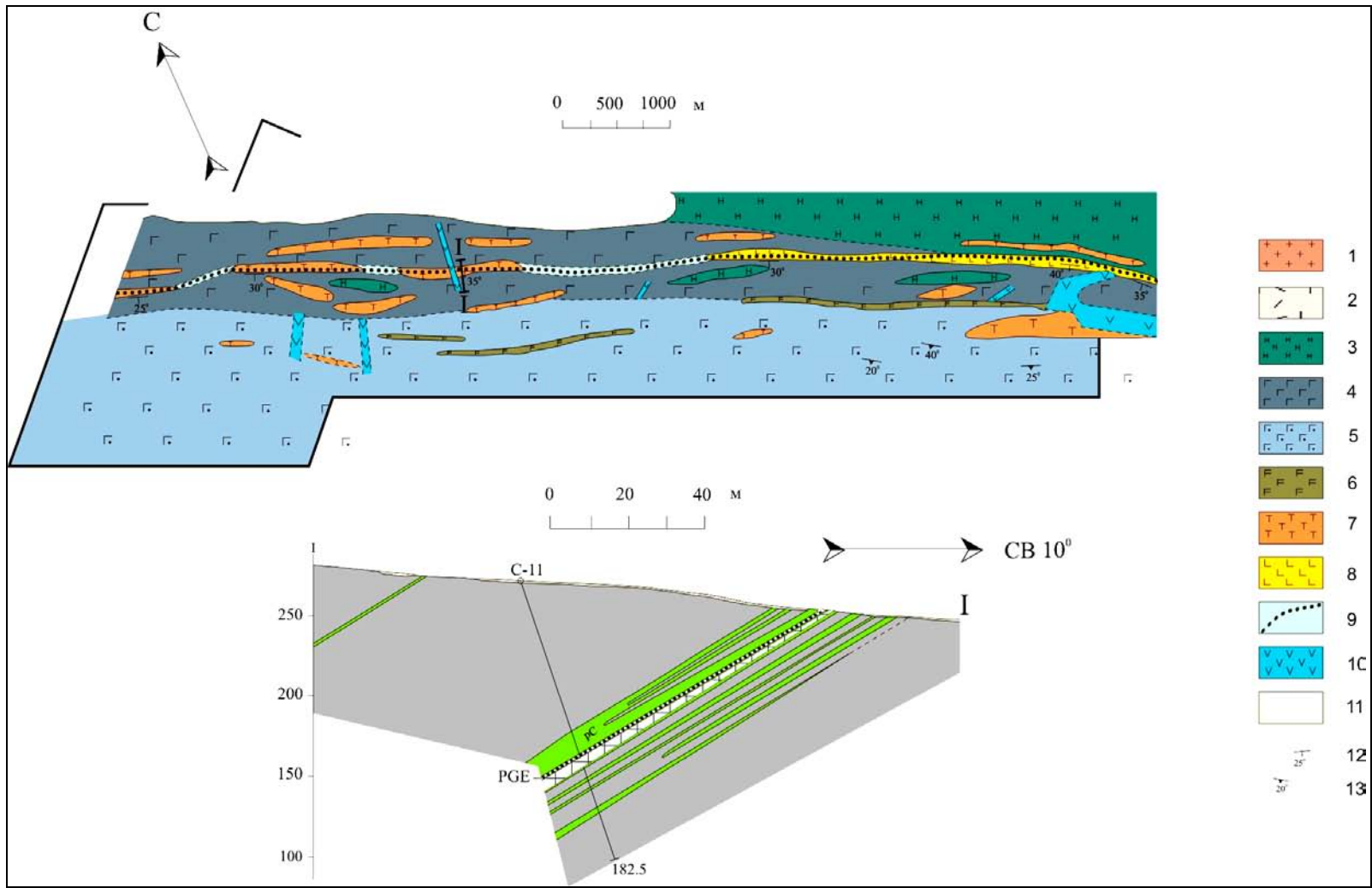
Рудопроявление **Малая Пана** (Северный платиноносный риф) находится в пределах Западно-Панского блока массива Панских тундр (рис.3.79).

Западный блок разделен субмеридиональными тектоническими нарушениями на участки Каменник, Сулейпахк, Киевей, Пешемпахк. Западно-Панский блок заметно выделяется среди других блоков массива рядом характерных особенностей геологического строения. Сложен он в основном габброноритами. В габброноритовой зоне выделяются Нижний и Верхний расслоенные горизонты (НРГ и ВРГ), протягивающиеся через весь блок. Именно к ним приурочена сульфидная медно-никелевая минерализация и связанное с ней платинометалльное оруденение.

В разрезе Западно-Панского блока на участке Каменник выделяются снизу вверх три зоны пород: краевая, норитовая и габброноритовая. Породы краевой зоны массива имеют мощность около 70 м и представлены в различной степени метаморфизованными разностями базитов. Норитовая зона имеет мощность 50-60 м, сложена мелано- и лейкократовыми норитами. Габброноритовая зона составляет

Рис.3.79. Геологическая схема рудопроявления Малая Пана [Мультимедийный справочник..., 2001, Корчагин]:

1 - архейские гнейсы, гранито-гнейсы и граниты; 2 - нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные породы Имандра-Варзугской зоны; 3 - нориты; 4 - габбронориты кварцсодержащие, равномернзернистые; 5 - габбронориты меланократовые порфириовидные; 6 - габбронориты лейкократовые; 7 - метагабброиды пегматоидные; 8 - пачки чередования габброноритов, норитов, анортозитов; 9- Северный платиноносный риф; 10- магнетитсодержащие диабазы; 11- четвертичные отложения; 12- элементы залегания расслоенности; 13- элементы залегания трахитоидности



большую часть разреза массива. Нижняя пачка габброноритовой зоны имеет мощность до 1150 м и состоит из двух различных по строению частей: монотонной толщи и горизонта расслоенных пород, завершающего разрез пачки и называемого Нижним расслоенным горизонтом (НРГ).

Монотонная толща мощностью до 1000 м сложена среднезернистыми габброноритами массивной текстуры. Иногда среди них встречаются линзы измененных пегматоидных габброидов. Нижний расслоенный горизонт фиксируется в разрезе массива появлением относительно выдержанных по простиранию и падению слоев и линз анортозитов и лейкократовых пегматоидных пятнистых габбро, представляющих собой плагиоклазовые кумулаты. Мощность НРГ в центральной части блока достигает 150 м. В НРГ преобладают габбронориты различной структуры и состава, встречаются габбро, нориты, анортозиты, в единичных случаях отмечены плагиовестериты. Средняя пачка габброноритовой зоны имеет мощность до 1620 м. Аналогично нижней, она состоит из монотонной толщи габброноритов и горизонта расслоенных пород, называемого Верхним расслоенным горизонтом (ВРГ). Верхний расслоенный горизонт (ВРГ) мощностью 320 м выделен по тому же принципу, что и НРГ, т. е. по появлению в разрезе относительно выдержанных по простиранию тел анортозитов, переслаиванию различных габброидов, тонкому ритмичному чередованию пород разной структуры и состава. Тела анортозитов прослеживаются по простиранию от первых метров до 2.0 км. Наиболее крупное из них, залегающее в средней части расслоенного горизонта, имеет мощность до 20 м. Верхняя пачка габброноритовой зоны мощностью 650 м подразделена (снизу вверх) на расслоенный горизонт оливинсодержащих пород и габброноритовую часть.

Платинометалльное оруденение в разрезе Западно-Панского блока массива, тесно ассоциирующее с сульфидной медно-никелевой минерализацией, установлено на трех основных уровнях. Самый

нижний (первый) уровень расположен в краевой зоне массива и практически не изучен. Среднее суммарное содержание ЭПГ+Au не превышает 2 г/т. Второй уровень платинометалльного оруденения развит в пределах Нижнего расслоенного горизонта, назван Северным платиноносным рифом и наиболее изучен. Третий уровень развития оруденения приурочен к Верхнему расслоенному горизонту. Этот уровень проявлен главным образом на южных склонах возвышенностей Каменник и Сулейпахк и изучен слабо.

На территории Малой Паны Северный платиноносный риф обнажается на северных склонах возвышенностей Каменник, Сулейпахк, Киевей и прослежен по простиранию на 16 км. По скважинам и коренным обнажениям продуктивный горизонт изучен на участках: Северный Сулейпахк, Марьёк, Центральный Киевей, Восточный Киевей. Для всех участков характерно неоднородное строение разреза и приуроченность зоны сульфидной ЭПГ-содержащей минерализации к границам лейкократовых пятнистых габбро и анортозитов с норитами и габброноритами, а также с плагиопироксенидами и редко с плагиовестеритами. Основная рудоносная зона имеет мощность от 1-2 до 10 м, изредка до 50 м и состоит из ряда сближенных кулисообразно залегающих пласто- и линзообразных сульфидсодержащих залежей. Сульфидсодержащие залежи вытянуты согласно с вмещающими породами на 100-400 метров и имеют мощность от 0.2 до 2-3 м. Распределение сульфидов в сульфидсодержащих залежах неравномерное, пятнистое. Содержание сульфидов изменяется от долей процента до 3-5%. Среднее содержание Ni и Cu составляет соответственно 0.16-0.32 и 0.24-0.40% [*Мульти-медийный справочник ...*, 2001, Корчагин, Гончаров].

Платинометалльное оруденение распределено неравномерно. В пределах отдельной залежи содержание ЭПГ выдержанное и изменяется незначительно. С увеличением количества сульфидной вкрапленности растет концентрация Ni, Cu и платиновых металлов. Содержание

ЭПГ+Au изменяется от 0.05 до 24.0 г/т. Отношение Pd/Pt на всем протяжении рудоносной зоны изменяется от 5 до 8. Главными рудными минералами являются: пирротин, халькопирит, пентландит, магнетит; второстепенными: миллерит, виоларит, сфалерит, самородная медь и др. Широко распространены минералы ЭПГ, серебра и золота.

Рудопроявление **Восточная Пана**, включающее ряд проявлений малосульфидных платинометаллических руд, находится в восточной части массива Панских тундр. Поиски платинометаллических руд в восточной части массива Панских тундр начались в 1995 г. и проводились ЗАО "Пана". Они были сосредоточены на наиболее обнаженных участках (с запада на восток): Пешемпахк, Сунгйок и Чуарвы, отстоящих друг от друга на расстоянии 6 и 4.5 км. Доказано наличие здесь платинометаллического оруденения малосульфидного типа, аналогичного известным находкам в западной части массива.

В разрезе массива на участке Пешемпахк выделяются снизу вверх две зоны пород: краевая и габброноритовая. Габброноритовая зона, породы которой относятся к самым распространенным в восточной части массива, на данном участке не обнаружена. Краевая зона имеет мощность 50-80 м и представлена кварцсодержащими хлорит-амфиболовыми и плагиоклаз-амфиболовыми сланцами по базитам. Основную часть разреза составляет габброноритовая зона. В ее строении выделяются три пачки пород: нижняя, средняя и верхняя. В верхних частях первых двух пачек монотонных массивных габброноритов залегают расслоенные породы: соответственно Нижний и Верхний расслоенные горизонты. Как и в западной части массива, эти горизонты являются маркирующими и характеризуются наличием малосульфидного медно-никелевого оруденения с повышенными концентрациями ЭПГ.

Нижний расслоенный горизонт (НРГ) выделяется по сложному внутреннему строению, обусловленному высокой петрографической неоднородностью слагающих его пород, наличием ритмической

расслоенности и появлению анортозитовых прослоев. Он представляет собой серию пород мощностью 100 м. Преобладают разномасштабные габбронориты, встречаются лейкократовые габбро, нориты, анортозиты. Выше по разрезу в средней пачке габброноритовой зоны залегает мощное (до 160 м) тело мелкозернистых магнетитовых габбро, которое прослеживается по простиранию почти на 3 км. Верхний расслоенный горизонт имеет небольшую мощность (40 м) и, по видимому, линзовидное строение [*Мультимедийный справочник ...*, 2001, Корчагин].

Верхняя пачка габброноритовой зоны разреза массива на участке Пешемпахк, имеющая мощность 700 м, подразделена на горизонт оливинсодержащих пород и габброноритовую часть. В строении "оливинового" горизонта принимают участие оливиновые габбронориты, троктолиты, оливиновые габбро. Габброноритовая часть изучена слабо. Породы представлены главным образом мезократовыми габброноритами. В разрезе массива на участках Сунгйок и Чуарвы выделяются снизу вверх габброноритовая и габброноритовая зоны.

Наиболее изучена сульфидоносная зона в Нижнем расслоенном горизонте участка Пешемпахк. Она прослежена на расстоянии около 1300 м. Содержание ЭПГ+Au варьирует от 2 до 24 г/т, Ni – от 0.1 до 0.6%, Cu – от 0.1 до 1.2%. Поскольку участок Пешемпахк по геологическому строению относится к Западно-Панскому блоку массива, выявленная зона платинометаллического оруденения в Нижнем расслоенном горизонте практически представляет собой восточное продолжение Северного платиноносного рифа, известного в западной части массива. В Верхнем расслоенном горизонте на участке Пешемпахк также установлены развалы сульфидоносных глыб, свидетельствующие о наличии здесь рудной зоны. По данным штучного опробования, качество платинометаллического оруденения почти не уступает таковому в Нижнем горизонте: среднее содержание ЭПГ+Au=9.9 г/т, Ni и Cu – по 0.1%; от-

ношение $Pd/Pt=7.2$ [Мультимедийный справочник ..., 2001, Корчагин].

На участке Сунгйок обнаруженные проявления сульфидной минерализации располагаются на двух уровнях разреза в габброноритовой зоне. Первый снизу уровень приурочен к нижней границе выдержанного слоя оливиновых габброноритов. Нижний контакт оливиновых габброноритов с подстилающими мелкозернистыми габброноритами характеризуется неоднородным строением. Второй уровень сульфидной минерализации расположен в 100-150 м выше по разрезу в крупнозернистых габброноритах. Первая северная рудная зона, более близкая к подошве массива, протягивается примерно на 600 м и фиксируется в коренном обнажении и в развалах глыб. По данным бороздового опробования, видимая мощность пород с сульфидной минерализацией – 0.4 м. Среднее содержание ЭПГ+Au=2.21 г/т, Ni и Cu – по 0.06%. Вторая северная рудная зона располагается на 100-150 м выше по разрезу массива. Она протягивается примерно на 500 м и фиксируется развалами сульфидоносных глыб лишь на ее краевых профилях. По результатам бороздового опробования, видимая мощность пород с сульфидной минерализацией на западном фланге составляет в среднем 0.5 м, на восточном – 0.6 м. Содержание ЭПГ+Au на западном фланге в среднем 7.5 г/т; на восточном – 24 г/т. Среднее содержание Ni - 0.1%, Cu - 0.4% [Мультимедийный справочник ..., 2001, Корчагин].

В северной части участка Чуарвы характерной особенностью оруденения является существенно платиновый состав при довольно низком содержании сульфидов. Среднее содержание ЭПГ+Au=2.44 г/т, Ni - 0.03, Cu - 0.04%. Выявленное оруденение по геологическому положению и результатам опробования сходно с тем, что известно в первой северной рудной зоне соседнего участка Сунгйок. Возможно, она продолжается и на участке Чуарвы.

Установление наличия протяженных сульфидоносных зон с платинометалльным оруденением на трех локаль-

ных участках (Пешемпахк, Сунгйок, Чуарвы) позволяет с большой долей вероятности предполагать наличие таких же зон, как между участками, так и далее на восток от них, что существенно расширяет перспективы поисков платинометалльных руд в восточной части массива Панских тундр. Минералогически ЭПГ-содержащей является сульфидная Cu-Ni-минерализация пентландит-халькопирит-пирротинового состава. Главными рудными минералами в комплексных платинометаллических рудах являются пирротин, халькопирит, пентландит; второстепенными - пирит, виоларит, ковеллин; акцессорными - кобальтин, герсдорфит, сфалерит, ильменит. Среди минералов ЭПГ резко преобладают висмутотеллуриды - котульскит, меренскиит, мончеит [Субботин и др., 2000]. Достаточно широко распространены сперрилит и минерал-сплав золота и серебра - электрум. Встречаются куперит и изоферроплатина, причем только на участке Сунгйок. Характерно, что соотношение существенно платиновых минералов и палладиевых в рудах этого участка значительно смещено в сторону платины (с учетом ведущей роли здесь мончеита).

Не снято с повестки дня обнаружение в Имандра-Варзугском рудном районе проявлений Cu-Ni-руд в габброверлитовых массивах солонозерского комплекса [Смолькин, 1992]. На территории района с 30-х годов прошлого столетия известны проявления самородной меди в метавулканитах умбинской свиты. На первом обнаруженном проявлении "33-й километр" содержание металла в штуфах достигало 2% [Зильбер, 1972]. Наиболее перспективными на сегодня считаются Полисарское и Среднеюзинское проявления самородной меди [Борисов, 1990]. В метавулканитах среднего и кислого состава Панареченской вулканотектонической структуры силами ЦКЭ проведены поисковые работы на золото и выявлено рудопроявление Панареченское. Отдельные проявления полиметаллов с Au известны в районе пос. Октябрьский.

Карбонатные породы могут явиться сырьем для местной металлургической промышленности и строительной индустрии. В качестве поделочного камня могут использоваться доломиты проявления Сухой Ручей. Углеродистые сланцы могут использоваться как шунгизитовое сырье. Значительные перспективы можно связывать с использованием анортозитов и габброноритов Федорово-Панского массива в качестве облицовочных материалов. Особый интерес может представить "леопардовое габбро" (лейкократовое метагаббро) проявления Восточный Киевей [Жиров, Лащук, 1998].

3.11.7. Перспективы освоения

Принимая во внимание наличие в Имандра-Варзугском рудном районе крупных по масштабам проявлений с Pt-Pd-минерализацией, следует ожидать в ближайшее время продолжения поисковых и разведочных работ на комплексное Cu-Ni+Pt-Pd-оруденение с попутными Au и Ag и облицовочными камнями. Освоению этого района способствовали инвестиции международной корпорации ВНР (Би Эйч Пи). В последнее время помимо работ на платиноиды проводились поисковые работы на Au и Ag на Панареченском участке. Некоторые перспективы сохраняются на добычу самородной меди, карбонатных пород, кварцитов, шунгизитового сырья и стройматериалов.

3.12. Кейвский рудный район**3.12.1. Географическое
и административное положение**

Кейвский рудный район расположен в восточной части Кольского п-ова. В административном плане он находится на территории Ловозерского района (см.рис.2.3). На западе его граница проходит от оз.Колмозеро на юго-запад до оз.Ловозеро, огибает с востока Ловозерский щелочной массив, идет вдоль восточного берега оз.Умбозеро до устья р.Кица; затем граница района совпадает с границей Имандра-Варзугского рудного района, включающего и Федорово-Панские тундры, через верховье р.Пурнач и до оз.Бабье; далее граница резко поворачивает на северо-запад к оз.Сигозеро и от него идет на северо-восток к верховью р.Даниловка на границе с Мурманским рудным районом. Ориентировочно площадь Кейвского рудного района составляет 15 тыс. км². Рельеф северной части района, где проходит Кейвская возвышенность, холмистый, южной - низменный. Средние высоты - 100-200 м. Возвышенность Большие Кейвы тянется на 200 км от истоков р.Поной до устья реки Ачерйок, впадающей в р.Поной у с.Каневка. Платообразная возвышенность Кейв высотой 300-350 м расчленяется на серию гряд и холмов реками Пятчема, Лосинга, Лебяжья (бассейн р.Поной) и Ача, Айтэй, Сухая и Золотая (впадающих в р.Иоканьга). Наиболее высокие вершины - г.Юмперуайв на западе (376 м) и г.Манюк на востоке (322 м). Юго-западная часть территории, примыкающая к оз.Ловозеро, представляет собой пологохолмистую равнину с абсолютными отметками 190-210 м. Депрессии заняты низинными труднопроходимыми болотами и небольшими (до 350-400 м в поперечнике) озерами в различной стадии зарастания. Кейвский рудный район находится частично в тундровой, частично в таежной зоне (см.рис.2.1). Климат континентальный. Значительная часть территории заболочена. Растительность лесотундровая, тундровая. Главная водная артерия - р.Поной с ее многочисленными при-

токами, самый крупный из которых - р.Пурнач.

Район экономически не освоен, удален от промышленных центров и транспортных коммуникаций. Расстояние до г.Апатиты 150-250 км, до пос.Ловозеро 100-200 км, до морского порта Гремиха 80-100 км. Строительство железнодорожной ветки в сторону кейвских месторождений остановлено в 1953 г. На крайнем западе проходят железная дорога и параллельная ей грунтовая дорога от г.Кировск до пос.Ревда, а на юго-западе грунтовая дорога вдоль Панских тундр до оз.Чурозеро. Имеются два аэродрома местных авиалиний в селах Краснощелье, Каневка, и площадка для легкой авиации около горы Шуурурта. В районе развито оленеводство.

3.12.2. Геологическое строение

В геолого-структурном плане большая часть площади района занята Кейвским террейном (рис.3.80, 3.81). Небольшой участок на крайнем западе сложен гнейсо-гранодиоритами и эндербитами Центрально-Кольского террейна. Кейвский террейн системой Северо-Кейвских разломов отчленяется от Мурманского террейна с севера, а Харловским разломом - с запада от Центрально-Кольского террейна. С юга он граничит с зоной Имандра-Варзуга, а с востока - с гранито-гнейсовым комплексом Терского блока. В морфоструктурном плане Кейвский район представлен сглаженными формами расчлененных равнин и грядово-линейными литоморфными образованиями (см. рис.2.19).

Согласно геофизическим данным [Цирульникова и др., 1968; Литвиненко и др., 1968; Поротова, Болгурцев, 1971; Шаров и др., 1993], поверхность М под Кейвским террейном выделяется на глубине 30-32 км. Отношение мощности "гранитного" слоя к "базальтовому" для Кейвского террейна - около 0.2. В Кейвском террейне на глубине 3-4 км залегает преломляющая граница, ниже которой исключается распространение пород

кейвской серии и щелочных гранитов и предполагается наличие "гранулитобазитового" слоя. В этом слое отмечается серия тектонических нарушений, достигающих до "гранулитобазитового" слоя. В гнейсах и сланцах кейвской серии также фиксируются пологие отражающие площадки, отмечающие, вероятно, поверхности зон сколов и надвигов, служивших путями проникновения магмы щелочных гранитов [Батиева, 1976]. Большинство из проведенных в последние годы геофизических работ проходили по профилям на значительном удалении от Кейвского террейна. Предложенный в 2000 году сейсмогеологический траверс через Кейвский блок [Прогнозная модель ..., 2000] до настоящего времени не реализован.

Индивидуальное своеобразие развития Кейвского террейна подчеркивает развитие мощной толщи кислых вулканитов лебяжинской свиты и кианитовых сланцев [Бельков, 1963; Мирская, 1978а]. Слабые и неконтрастные следы ультраметаморфизма в супракрустальных образованиях Кейвского террейна долгое время служили основанием для вывода о его карельском возрасте в сравнении с архейскими комплексами смежных террейнов, наделяя Кейвский блок, наряду со щелочным магматизмом, дополнительной чертой отличия.

Кейвский террейн (см. рис.3.81) включает синклиорную зону Большие Кейвы, Понойский синклиорий, Малокейвскую структурную зону, Ефимозерский блок, Верхне-Понойский, Центрально-Кейвский и Пурначский выступы. [Геология и геохимия ..., 1980]. Те же структурные единицы выделяет и А.Т.Радченко [Докембрийская тектоника ..., 1992], с некоторыми дополнениями и изменением названий отдельных структурных единиц (см. рис.3.81).

На площади Кейвского рудного района развиты преимущественно архейские комплексы пород [Соколов, 1958; Бельков, 1963; Мирская, 1968, 1975, 1978б; Минц и др., 1992]. Сводные стратиграфические колонки для района Больших Кейв и Понойского синклиория приведены на рис.3.82. Архейские образования, выде-

ляемые в составе кольско-беломорского комплекса, представлены биотитовыми и амфиболовыми гнейсами и в меньшей степени двупироксеновыми кристаллическими сланцами и гранат-биотитовыми гнейсами. Они слагают большую часть Понойского выступа, заметно проявлены на Пурначском и Ефимозерском блоках и встречаются в зоне Северо-Кейвского разлома. Среди пород серии выделяются: нижняя толща существенно биотитовых гнейсов мощностью свыше 2000 м; средняя толща амфибол-биотитовых, амфиболовых и биотитовых гнейсов с пачками амфиболитов мощностью 1200-2000 м; верхняя толща мусковит- или амфиболсодержащих биотитовых гнейсов мощностью 1800-3000 м.

В пределах Кейвского рудного района выделялись также архейские образования тундровой и кейвской серий, ранее относившиеся к нижнему протерозою [Харитонов, 1966; Геология и геохимия ..., 1980]. На Геологической карте [1996] и в Приложениях 1 и 2 они отнесены к верхнелопийскому стратифицированному комплексу. Бывшая тундровая серия представлена в разрезе снизу вверх коловайской толщей амфибол-биотитовых, биотитовых, двуслюдяных гнейсов с линзами конгломератов мощностью до 1000 м; кинемурской толщей биотитовых и двуслюдяных с гранатом гнейсов и плагиосланцев мощностью более 1000 м; патчервтундровской свитой амфиболитов и перекрывающих их плагиосланцев мощностью 1000-1500 м; устьюгоньской толщей биотитовых гнейсов и плагиосланцев с мусковитом и гранатом мощностью 1000 м (параллелизуемой с патчервтундровской свитой); лебяжинской свитой мелкозернистых лептитоподобных биотит-кварц-полевошпатовых пород мощностью 1000-1200 м.

Кейвская серия или сланцевый комплекс Кейв согласно залегает на лебяжинских гнейсах и начинается пачкой А [Бельков, 1963], представленной ставролит-гранатовыми сланцами (рис.3.83). По мнению В.Г.Гаскельберга и Л.А.Гаскельберг [Геология и геохимия ..., 1980], пачку А следует относить к низам червуртской

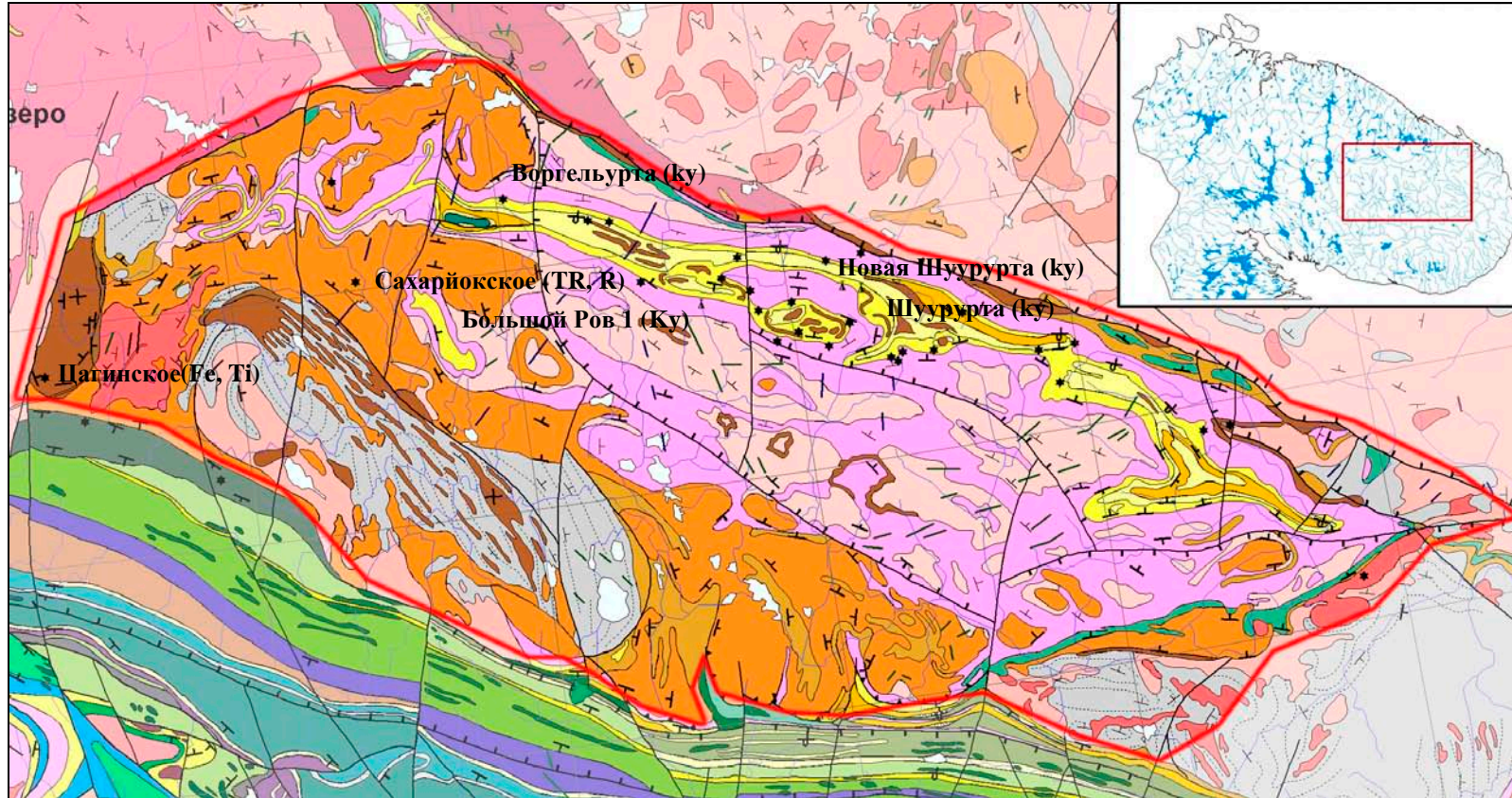


Рис.3.80. Кейвский рудный район (основные элементы легенды- см. Приложение 2)

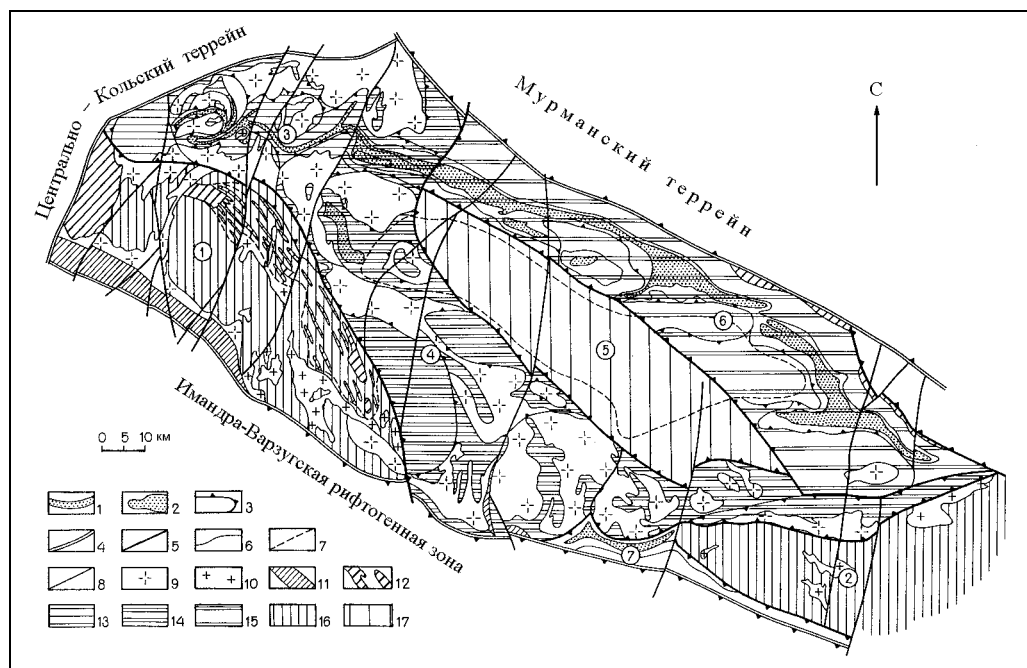


Рис.3.81. Схема структурного районирования Кейвского террейна, по А.Т.Радченко [Докембрийская тектоника ..., 1992, рис.25]:

Структуры и их элементы: 1 - оси линейных прямых, сжатых и опрокинутых синклинальных складок; 2 - ядерные части линейных и брахиформных синклинальных складок по маркирующим горизонтам и уровням; 3 - краевые части купольно-блоковых структур. Границы: 4 - тектонических зон; 5 - структурных зон; 6 - геологические; 7 - зон развития базит-гипербазитовых даек; 8 - разломы. Интрузивные образования: 9 - щелочные граниты; 10 - гранитные массивы; 11 - базит-гипербазиты; 12 - массивные тела и дайки габбро-лабрадоритов. Структуры: 13 - складчатые отраженного типа; 14 - купольно-блоковые с брахиформным межблоковым пространством; 15 - складчатые, сочетающие деформации сжатия и отраженного типа; 16 - жесткие блоки; 17 - блок слабодифференцированных структур. Структурные зоны (цифры в кружках): 1 - Верхнепонойский блок; 2 - Пурначский блок; 3 - Западно-Кейвская зона; 4 - Понойская зона; 5 - Центрально-Кейвский блок; 6 - синклиальная зона Больших Кейв; 7 - Малокейвская зона чешуйчато-блокового строения

свиты. В разрезе кейвской серии выделяют червуртскую и выхчуртскую свиты. Нижняя подсвита червуртской свиты сложена гранат-ставролитовыми углеродистыми сланцами, гранат-мусковитовыми сланцами, мусковит-биотитовыми сланцами и туфоконгломератами. В разрезе подсвиты выделяют 3 горизонта общей мощностью 100-120 м. Верхняя подсвита сложена кианитовыми, ставролит-кианитовыми углеродистыми сланцами, силлиманитовыми сланцами и состоит из трех продуктивных с кианитом пачек общей мощностью до 500 м. Выхчуртская свита состоит из двух подсвит.

Нижняя подсвита мощностью до 130 м сложена кварцитами, мусковит-кварцевыми сланцами, иногда со ставролитом. Верхняя подсвита мощностью до 580 м сложена плагиоклаз-кианит-ставролитовыми углеродистыми сланцами. Образования кейвской серии отделены от пород лебяжинской свиты перерывами, корами выветривания и рассматриваются как породы осадочного чехла платформы или переотложенные коры химического выветривания, фиксирующие древнейший этап корообразования на востоке Балтийского щита [Бельков, 1963; Головенко, 1977; Негруца, 1984; Вулканизм и седиментогенез ..., 1987]. Сущест-

вует альтернативная точка зрения [Жданов, 1999], согласно которой почти весь Кейвский терреин является продуктом регионального метасоматоза - зональным щелочным "мегаметасоматитом". Так, архейский комплекс гранитов, чарнокитов и эндербитов представляет собой, по В.В.Жданову, продукты щелочного метасоматоза; щелочные граниты - продукты щелочного метасоматоза и анатексиса; лебяжинские гнейсы - продукты слабого щелочного метасоматоза, а глиноземистые сланцы - продукты сопряженного кислотного выщелачивания.

Породы песчовотундровой свиты [Геологическая карта ..., 1996] часто несогласно залегают на образованиях кейвской серии. Песчовотундровская свита представлена двумя подсвитами - базальной малокейвской и верхней золотореченской. Первая наиболее развита в районе возвышенности Малые Кейвы на границе с карельскими образованиями Имандра-Варзугской рифтогенной структуры [Козлов, Радченко, 1970; Гарифуллин, 1978; Гавриленко, Басалаев, 1991]. Она сложена полимиктовыми конгломератами и мусковитовыми сланцами с гранатом, ставролитом и биотитом (рис.3.84).

Мощность свиты до 200 м. Золотореченская подсвита сложена двуслюдяными с гранатом и ставролитом сланцами, иногда углеродистыми, кварцевыми конгломератами и кварцитами; ее мощность достигает 500 м. Возраст цирконов из метаосадочных пород малокейвской (или снежноборской) подсвиты, по данным термоионного метода, составляет

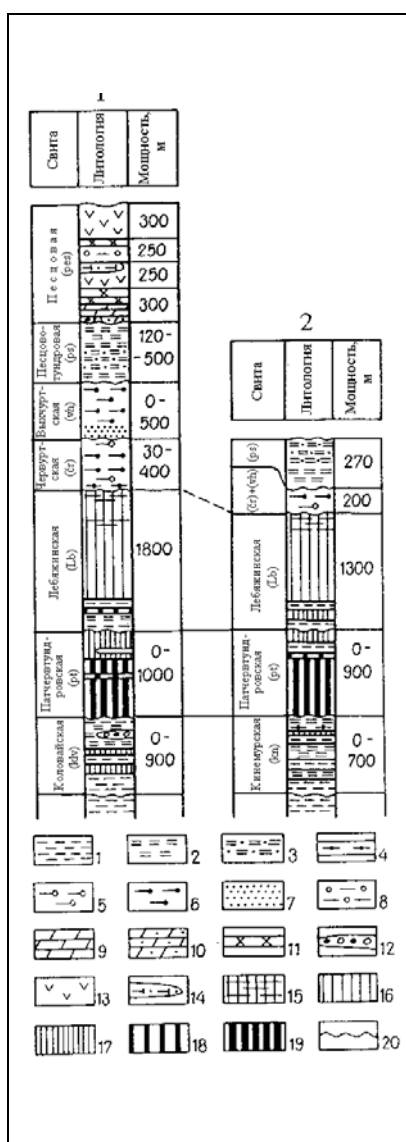


Рис.3.82. Схема корреляции стратифицированных комплексов синклинория Большие Кейвы (I) и Понойского синклинория (II):

Парагнейсы и сланцы: 1 - биотитовые; 2 - двуслюдяные; 3 - кварц-мусковитовые с биотитом; 4 - гранатовые; 5 - кианитовые; 6 - ставролитовые; 7 - кварциты и кварц-мусковитовые сланцы; 8 - двуслюдяные с гранатом и ставролитом; 9 - известняки и доломиты; 10 - карбонатные метасаммиты; 11 - силициты; 12 - конгломераты; 13 - metabазальты, метадиабазы; 14 - метатUFFы пикритовых порфиритов; 15-19 - ортоамфиболиты и ортогнейсы по: 15) туфам кислых вулканитов; 16) риодацитам и дацитам; 17) андезитам и их туфам; 18) андезитобазальтам и их туфам; 19) базальтам и их туфам; 20 - перерывы

2703-2750 млн лет [Гавриленко, Басалаев, 1981], а возраст циркона из метавулканических пород подстилающей лебяжинской свиты оценивался Рb-Рb-методом в 2780 млн лет [Пушкарев и др., 1978]. По последним данным [Беляев и др., 2001], U-Рb изохронный возраст метавулкаников лебяжинской свиты Малых Кейв составил 2871±15 млн лет. Эти данные говорят, наиболее вероятно, о формировании метаосадков песчовотундровской свиты за счет размыва пород лебяжинской свиты.

Незначительным распространением в районе хр.Серповидного, в центральной

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Кейвский рудный район

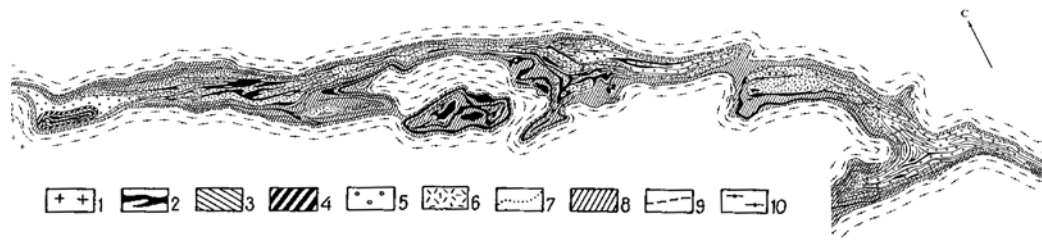


Рис.3.83. Схематическая геологическая карта синклинали Большие Кейвы, по И.В.Белькову [1963]:
 1 - щелочные граниты; 2 - метабазиты; 3 - двуслюдяные сланцы, кварцито-гнейсы, гранат-ставролитовые сланцы пачки Ж; 4 - песчаники, доломитизированные песчаники, доломиты пачки Е; 5 - двуслюдяные ставролит- и гранатсодержащие, слюдяно-гранатовые, мусковит-кварцевые сланцы пачки Д; 6 - порфиробластические плагио-ставролитовые и плагио-ставролит-кианитовые сланцы пачки Г; 7 - мусковитовые кварциты пачки В; 8 - кианитовые и ставролит-кианитовые сланцы пачки Б; 9 - хлоритовые, слюдяно-гранатовые и ставролит-гранатовые сланцы пачки А; 10 - биотитовые, гранат-биотитовые, частью амфиболовые гнейсы

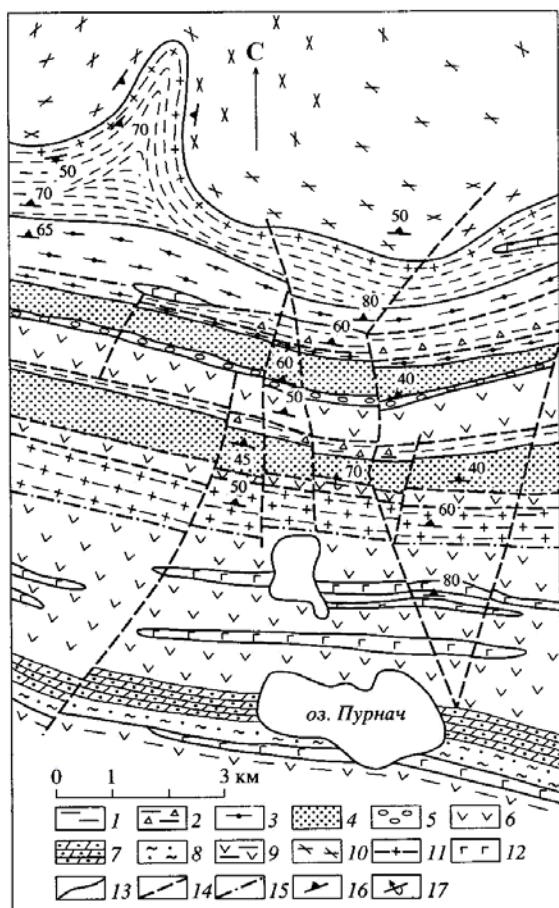


Рис.3.84. Схема геологического строения зоны Малых Кейв [Козлов, Радченко, 1970; Геологическая карта ..., 1996]:

1-2 - лебяжинская свита: 1 - биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы (метавулканы кислого состава); 2 - они же, с текстурами кластолав. Кейвская серия: 3 - кианитовые сланцы червуртской свиты; 4 - кварциты и метапесчаники песчовотундровой свиты; Пурначская свита имандра-варзугского карельского комплекса: 5 - конгломераты, метагравелиты; 6 - метаандезитобазальты; 7 - карбонатсодержащие сланцы; 8 - метапесчаники, метааркозы; 9 - метавулканы основного состава. 10 - щелочные граниты; 11 - метасоматиты по гнейсам лебяжинской свиты; 12 - метагаббро; 13 - геологические границы; 14 - разрывные нарушения; 15 - Пурначский краевой разлом; 16 - элементы залегания сланцеватости; 17 - опрокинутое залегание

части Кейвской синклиноной зоны используются образования варзугской серии, которыми завершается разрез супракрустальных образований Кейвской структурно-формационной зоны (рис.3.85).

Они образуют брахиформную структуру среди сланцев песчовотундровской серии и представлены песчовой свитой. В этой свите выделяются три толщи.

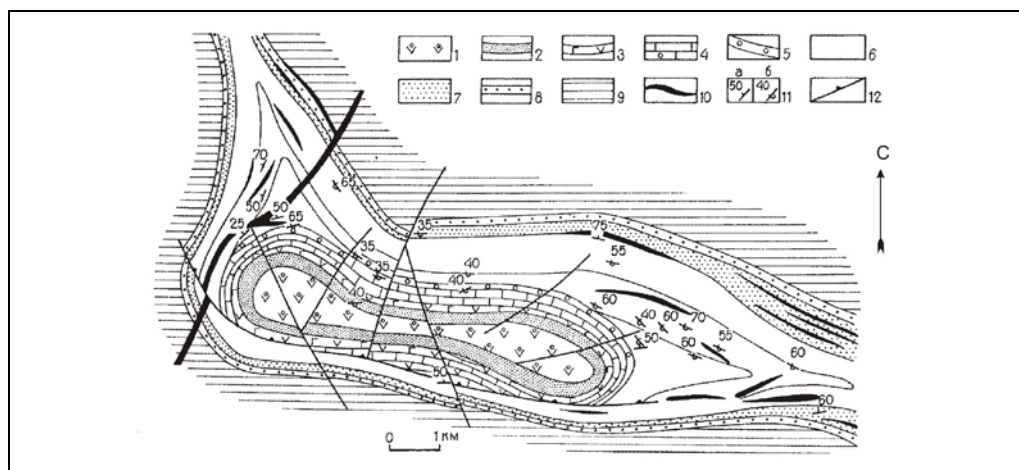


Рис.3.85. Схема геологического строения района хребта Серповидный [Загородный, Радченко, 1988, рис.15]:

Карельский комплекс: 1 - толща метавулканитов основного состава (диабазы, порфириды, мандельштейны); 2 - толща двуслюдяных кварцевых сланцев со ставролитом и гранатом; 3 - толща габбро-диабазов с линзами туфов ультраосновного состава; 4 - песчанистые доломиты, тонкополосчатые яшмовидные кварциты; 5 - толща кварцито-песчаников и кварцевых гравелитов. Кейвская серия, песчовотундровская свита: 6 - кварциты, мусковитовые и двуслюдяно-кварцевые сланцы; выхуртская свита: 7 - кианит-ставролитовые сланцы; 8 - кварциты; червуртская свита: 9 - кианитовые и ставролит-кианитовые сланцы; 10 - дайки и силлы базит-гипербазитов; 11 - геологические границы и элементы их залегания (нормальное и опрокинутое залегание); 12 - разрывные нарушения и положение плоскостей сместителя

Нижняя толща мощностью до 300 м сложена карбонатными, флогопит-мусковит-кварц-полевошпатовыми, диопсид-тремолитовыми породами, метапесчаниками. Средняя толща мощностью 150-250 м сложена амфиболитами, метамандельштейнами, метапорфиритами. Верхняя толща мощностью 375 м сложена двуслюдяными, гранат-биотитовыми и амфиболовыми плагиосланцами и кварцито-гнейсами.

Четвертичные отложения на большей части территории Кейвского рудного района представлены элювиальными валунными полями. На востоке и юго-западе района преобладают гравийно-песчаные морены в сочетании с холмистыми моренами и торфяники [Четвертичные отложения ..., 1993].

3.12.3. Магматизм

Плутонические породы занимают около 50% территории Кейвского рудного района. Их спектр весьма широк: это

ультрабазиты, габброиды, анортозиты, щелочные граниты, граниты, пегматиты, сформированные в широком возрастном диапазоне - от 2.7 до 1.65 млрд лет. Наиболее масштабно и многообразно интрузивные комплексы проявлены в Верхне-Понойском блоке. Самыми распространенными являются анорогенные щелочные граниты. Выделяется шесть массивов - Западно-Кейвский, Белых тундр, Лаврентьевский, Понойский, Пачинский и Нижне-Понойский. Все массивы представляют собой пластовые интрузии, подошвой которых являются породы архейского фундамента, а в кровле расположены породы кейвского сланцевого комплекса. Пластовая форма интрузий предполагает режим растяжения, когда в ходе напряжения происходит сдвиг по наиболее ослабленной, в данном случае межформационной плоскости, вдоль которой и происходит внедрение магм. По последним U-Pb-данным, их возраст укладывается в интервале 2751-2654 млн лет [Ветрин и др., 1999; Митрофанов и др.,

2000; Zozulya et al., 2001]. Вторыми по распространенности являются габбро-лабрадориты, локализованные главным образом в Верхне-Понойском блоке и вдоль северной границы с Мурманским террейном. Их возраст составляет 2668-2659 млн лет [Лиферович, Баянова, 1995; Mitrofanov, Bayanova, 1999; Zozulya et al., 2001]. Архейские габбро-лабрадориты Кейвского террейна отличаются от аналогичных пород западной части Кольского п-ова устойчивой пространственной связью с монцонитами, щелочными гранитами и сиенитами, более железистым и щелочным составом мафической серии, глубоко проявленной дифференциацией, промышленными масштабами железотитанового оруденения и более низкой степени метаморфизма.

Менее распространены гранодиориты, тоналиты, плагиомикроклиновые граниты и субщелочные граниты. Возраст гранитов латит-монцонитовой серии Верхне-Понойского массива составляет 2650 млн лет [Ветрин, Балашов, 1992]. В массивах Сахарйок и Кульйок развиты нефелиновые сиениты с возрастом 2613 млн лет и щелочные сиениты с возрастом 2682 млн лет [Zozulya et al., 2001]. U-Pb-возраст амазонитовых рандпегматитов г.Плоской на Западных Кейвах составляет 1682 млн лет [Bayanova, Voloshin, 1999]. Дайки в Кейвской зоне представлены мафитовыми комплексами верхнеархейского, раннепротерозойского и позднепротерозойско-рифейского возраста [Мирская, 1968; Снятков и др., 1989].

3.12.4. Тектоника

Северо-Кейвская зона четко ограничена системой наклоненных к северо-востоку под углами 60-70° разломов, часть которых контролирует ленточные тела габбро-анортозитов. Ее ширина составляет 3-6 км. Под воздействием тектонических напряжений структуры слагающих ее пород приобрели линейные очертания и изоклинальный характер строения. Серия сложно ветвящихся разломов, имеющих в основном северо-западное падение, делает границу Кейв-

ского террейна с Центрально-Кольским террейном выраженной не столь отчетливо. Ефимозерский блок неоднороден. В основном здесь развиты архейские гнейсы, формирующие близкие к овальным структуры. Верхне-Понойский выступ имеет форму грубого овала, срезанного с юго-запада глубинным Панско-Бабьеозерским разломом. Краевые разломы, контролирующие размещение крупных интрузий габбро-анортозитов и щелочных гранитов, ограничивают его по остальному периметру. Наиболее распространено мнение, что Кейвский террейн представляет собой стабилизированный срединный массив, а слагающие его породы имеют протоорогенную и субплатформенную формационную принадлежность [Загородный, Радченко, 1983]. По другим взглядам [Миц и др., 1992], Кейвский террейн трактуется как активная континентальная окраина. Этапность тектонической эволюции Кейвского террейна может быть представлена в следующем виде: формирование вулканогенно-осадочных толщ во внутриконтинентальной области - 2.8-2.9 млрд лет; надвигание края Мурманского террейна на Кейвский микроконтинент в результате позднеархейской коллизии этих структурных единиц, формирование щелочных гранитов и комплементарных им габбро-анортозитов, региональный метаморфизм - 2.8-2.65 млрд лет; растяжение и деструкция позднеархейского кратона, рифтогенез в Имандра-Варзугской зоне, формирование и переотложение кор выветривания во внутренней части Кейвского террейна - 2.45-2.2 млрд лет; этап сжатия и надвигообразования, связанный с процессами свекофеннского цикла, формирование редкометалльных рандпегматитов - 1.75-1.6 млрд лет.

Для Кейвского района характерно совмещение целого ряда тектонических элементов с крупными формами молодого рельефа, не несущего следов ледниковой эрозии. Эта черта очень четко проявлена, несмотря на то, что по существующим стратиграфическим схемам в рассматриваемом районе пользуются широким развитием только древние, преиму-

щественно архейские комплексы пород. Эта особенность морфотектоники считается результатом эрозийного препарирования, при котором крупные структуры последовательно расчленяются на более мелкие, также выраженные в современном рельефе [Рубинраут, Гаскельберг, 1971; Рубинраут, 1987]. В результате возникают кольце- и дугообразные формы рельефа больших диаметров, превышающих 8-10 км, где совмещенность с морфологией рельефа устанавливается практически для всех геолого-тектонических элементов: разгнейсования, рассланцевания, трещинной тектоники, складчатости и разрывных нарушений. Такая однотипность рельефа практически не контролируется ни типом пород, принимающих участие в строении этих форм, ни их возрастом. Это приводит некоторых исследователей к выводу о метеоритно-кратерной природе современных форм рельефа Кейвского рудного района [Нечаева, 1982].

3.12.5. *Метаморфизм*

Породы понойско-лебяжинского супракрустального комплекса метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации [Петров, 1999]. Метаморфические парагенезисы достаточно однообразны, но по структурным признакам они отражают сложные метаморфические и метасоматические преобразования [Петров, Глазунков, 1987; *Эндогенные режимы ...*, 1990]. В зонах контактового влияния щелочных гранитов мелкозернистые гнейсо-сланцы превращены в тонкополосчатые и теневые мигматиты. Терригенные породы кейвской серии метаморфизованы в условиях дистен-ставролитовой субфации амфиболитовой фации. В районе Западных

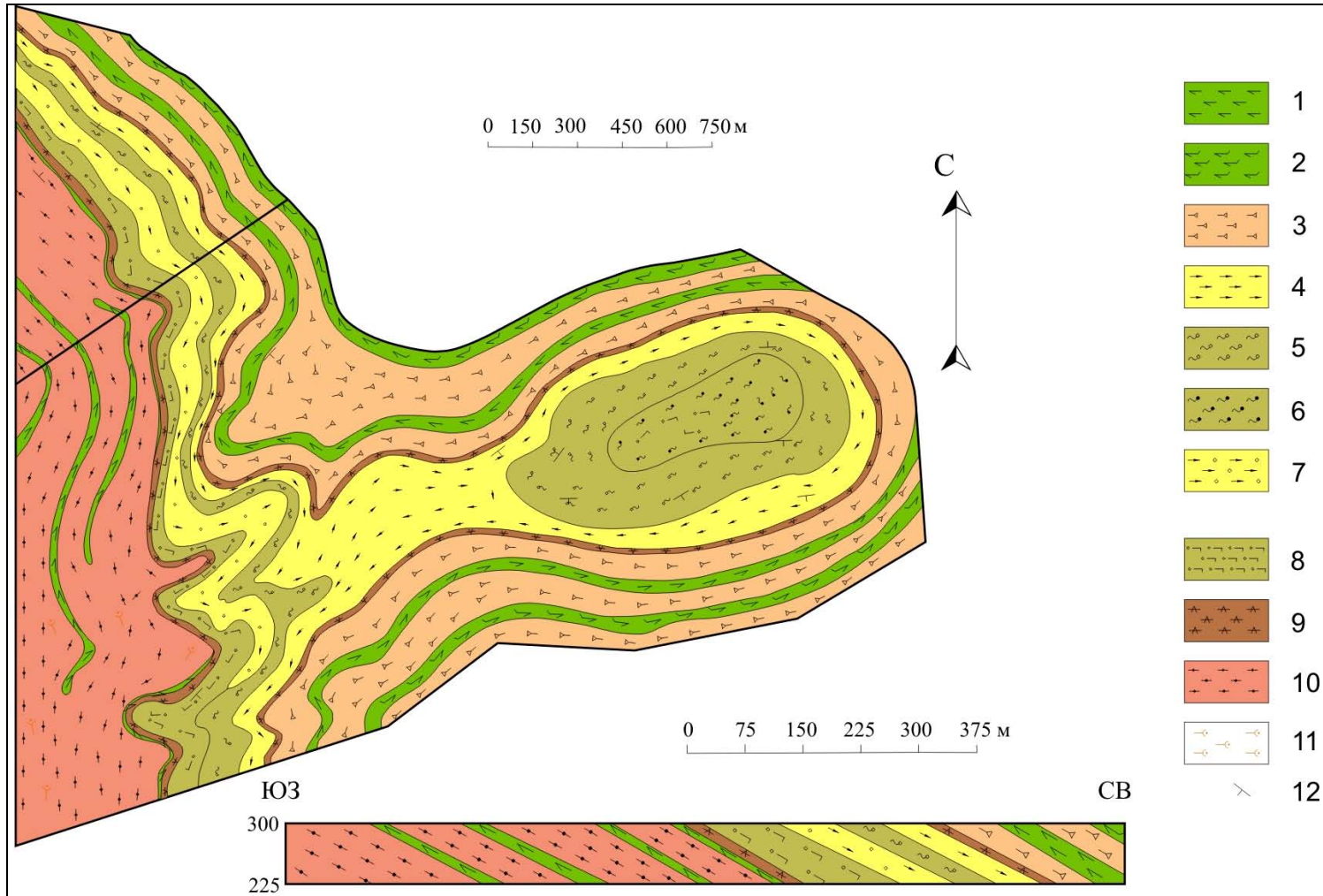
Кейв эти породы метаморфизованы в условиях силлиманит-мусковитовой и силлиманит-микроклиновой субфаций. На востоке Малокейвской структуры степень регионального метаморфизма снижается до эпидот-амфиболитовой фации. Осадочно-вулканогенные образования варзугской серии на хр.Серповидном метаморфизованы в условиях дистен-ставролитовой субфации. Такой же метаморфизм испытало и большинство интрузивных пород Кейвского рудного района [Петров и др., 1996]. Метаморфизм пород кейвской серии достигал кианит-мусковитовой ступени с образованием ранней генерации кианита, обильно запыленного дисперсным углеродистым материалом. Более поздние преобразования высокоглиноземистых сланцев выразились в явлениях андалузитового порфиробластеза, следами которого является хиастолитовый тип распределения углеродистого материала. Метаморфические преобразования, связанные с развитием надвиговых деформаций, непосредственно следовавших за кульминацией регионального метаморфизма, характеризовались условиями повышенных давлений [Петров и др., 1996; Петров, 1999].

3.12.6. *Полезные ископаемые*

На территории Кейвского рудного района известно значительное число месторождений и рудопроявлений индустриальных минералов и редкометалльного сырья [Бельков, 1958, 1963; Юдин, 1980; *Минеральные месторождения ...*, 1981; Батиева, Бельков, 1984; Бельков и др., 1988; Белолипецкий и др., 1992; Волошин, Пахомовский, 1986; Виноградов, Волошин, 1989; Виноградов и др., 1989, 2000; Петров и др., 1996; Зозуля, Павлова,

Рис.3.8б. *Схема геологического строения месторождения кианитов Шуурурта, по [Бельков, 1963]:*

1 - амфиболиты; 2 - гранатые амфиболиты; 3 - ставролит-кианитовые сланцы мелкопризматические; 4 - кианитовые сланцы сноповидно-волокнистые; 5 - кианитовые сланцы мелкоконкреционные; 6 - кианитовые сланцы крупноконкреционные; 7 - кианитовые сланцы волокнисто-крупноконкреционные с прослоями мелкопараморфических сланцев; 8 - кианитовые сланцы мелкоконкреционно-параморфические; 9 - кварцево-слюдистые, гранато-слюдистые сланцы; 10 - гранат-биотитовые гнейсы; 11 - щелочные метасоматиты; 12 - элементы залегания



1997; Гавриленко и др., 2000а, Волошин и др., 2002]. Одним из перспективных видов сырья для производства технического глинозема, силуминов и высокоглиноземистых огнеупоров является кианит. Наличие кианитовых сланцев на Больших Кейвах впервые установлено в 1928 г. Кольской экспедицией АН СССР под руководством А.А.Григорьева. Кианитовые руды образуют кейвскую группу месторождений, протягивающуюся на 120 км: Шуурурта, Восточная Шуурурта, Червурта, Тяпш-Манюк, Воргельюрта, Нусса и др.

Породы кейвской серии образуют крупный (50×190 км), опрокинутый на ЮЗ синклиний, в пределах которого кианитовые сланцы червуртской свиты прослеживаются в виде узкой полосы (5-7)×165 км) в направлении с СЗ на ЮВ (120-130°). Кианитовые руды образуют согласные пластовые тела, выдержанные по простиранию и по падению. В южном крыле синклинория рудные пласты погружаются на СВ под углами 30-40°, в северном (в связи с опрокинутым залеганием) также падают на СВ, но круче (60-80°). В центральной части структуры выявлены антиклинальные перегибы, где продуктивная толща залегает субгоризонтально. В ее составе выделяются нижняя, средняя и верхняя продуктивные пачки.

Большинство месторождений локализовано в нижней пачке, которая непрерывно прослеживается вдоль северного и южного крыльев синклинория. Общая протяженность продуктивной пачки по внешнему обводу составляет 400 км. Мощность пачки варьирует от первых метров до 300 м, в среднем - 100-150 м. Средняя пачка мощностью 15-250 м представлена ставролит-кианитовыми сланцами, содержащими (%): кианит - 10-30, ставролит - 2-5, кварц - 45-60, мусковит и биотит - 10-20. Верхняя пачка (17-150 м) состоит из кианитовых сланцев. В составе сланцев наряду с кианитом содержится значительное количество плагиоклаза и ильменита. Кианит в этой пачке часто развит в игольчатых кристаллах и нередко образует радиально-лучистые и сноповидные агрегаты. Содержание кианита 15-20%, редко 30% и более. Осталь-

ная часть породы состоит из кварца и мусковита.

В пределах северного и южного крыльев синклинория выявлены и с различной детальностью изучены 29 месторождений кианитовых руд. Границы между месторождениями проведены условно, изученные участки приурочены к положительным формам рельефа с небольшой мощностью рыхлых отложений, их суммарная протяженность по простиранию составляет 100 км (т.е. ¼ общей длины продуктивной толщи). Большинство месторождений имеет простое геологическое строение.

Одним из разведанных крупных месторождений кианита является **Шуурурта**. Рудные тела на нем представляют пластообразные залежи с углами падения 30-40° (рис.3.86). Ширина выходов на поверхность от 50-100 до 600 м. Пласты выдержаны как по простиранию, так и по падению.

Кианитовые руды кейвских месторождений представлены четырьмя тектурными типами: параморфическим, игольчато-волокнистым (радиально-лучистым), конкреционным и смешанным. По запасам кианитовых руд Кейвская группа месторождений не имеет аналогов в мире и является крупнейшим бассейном развития кианитовых руд. Разведанные и предварительно оцененные запасы кианитовых руд со средним содержанием Al_2O_3 30% по 23 месторождениям составляют более 2 млрд т. Полученные кианитовые концентраты удовлетворяют требованиям для производства силумина, огнеупоров и глинозема [Освоение ..., 1974].

Месторождения титаномагнетитовых руд с попутным ванадием приурочены к габбро-анортозитовым массивам - Цагинское, Магазин-Мусюр, Патчерв-тундра, Ачинское и др. [Юдин, 1960, 1980, 1987; Петров и др., 1996]. Руды слагают крупные линзовидные и пластовые тела с содержанием TiO_2 - 5-6%, Fe_2O_3 - 20-32%, V - 0.25-0.6%, Co - до 0.02%. Наиболее изучено **Цагинское месторождение**. Цагинский массив является расслоенным с разнообразными струк-

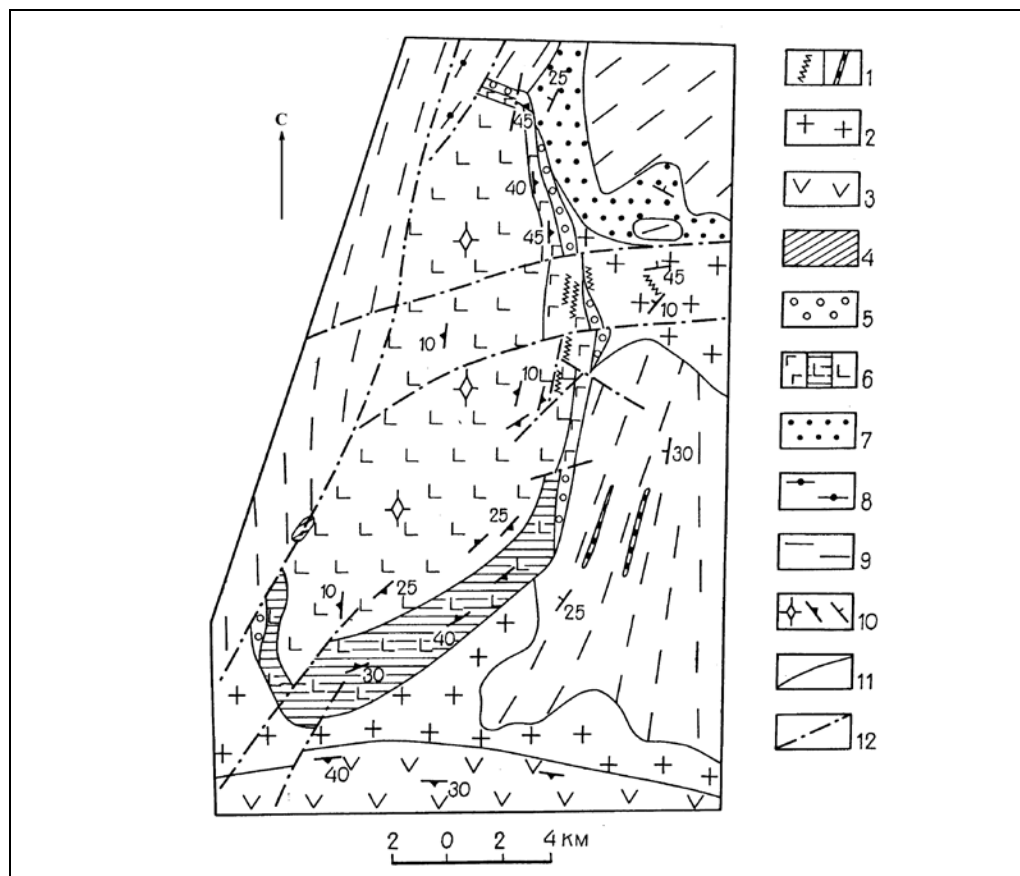


Рис.3.87. Схема геологического строения Цагинского массива габбро-лабрадоритов [Юдин, 1960, 1980]:

1 - дайки оливиновых габброноритов (а) и гранофировых диабазов (б); 2 - щелочные граниты; 3 - основные породы Панского массива; 4 - диориты; 5 - кварцевые сиениты и граносиениты; 6 - породы Цагинского массива: габбро, габбронориты, монцодиориты и монциты краевой зоны (а), зона переслаивания лейкогаббро и габбро-лабрадоритов с габброноритами и габбро (б), лейкогаббро и габбро-лабрадориты (в); 7 - амфибол-биотитовые и двуслюдяные гнейсы коловайской свиты; 8 - слюдяные и гранат-слюдяные гнейсы волшапхжской свиты; 9 - нерасчлененный комплекс гнейсов, гранито-гнейсов и мигматитов; 10 - трахитоидность горизонтальная (а) и наклонная (б) и гнейсовидность (в); 11 - геологические границы; 12 - тектонические нарушения

турными элементами первичного и вторичного происхождения (рис.3.87). Простираение полосчатости и трахитоидности совпадает с контурами массива, падение направлено к его центру. Дно имеет форму меридионально вытянутого желоба с встречным падением бортов под углами 30-35°, что определяет мощность массива 2.5-3 км. Он залегает среди архейских гнейсо-гранитов и мигматитов. Кровлей лополита предположительно являются породы кейвской серии.

Массив состоит из двух комплексов пород, называемых центральным и краевым. Центральный комплекс сложен крупно- и гигантозернистыми лабрадоритами, габбро и титаномагнетитовыми плагиоклазитами. В нижней его части наблюдается переслаивание трахитоидных крупно- и среднезернистых габбро. Краевой комплекс в плане окружает массив по периметру и сложен среднезернистыми габброидами. Его истинная мощность не установлена. В верхней части комплекса

скважинами вскрыты переслаивающиеся габбронориты, кварцевые габбронориты, оливиновые габбро и габбро. Среди них встречаются маломощные слои и линзы титаномагнетитовых оливинитов, троктолитов, оливиновых габбро, плагиоклазитов и пироксенитов. Все слои в пределах одного комплекса и оба комплекса являются сингенетическими образованиями. В отношении рудоносности наибольший интерес представляет центральный комплекс пород. Отчетливо выражена его расслоенность на пачки. Каждая из них включает (сверху вниз) лабрадориты, габбро, титаномагнетитовые габбро и существенно титаномагнетитовые породы. С глубиной мощность пачек уменьшается. Переходы между слоями в пачке постепенные, между пачками - часто резкие и извилистые, но могут быть и постепенными.

Существенно титаномагнетитовые породы центрального комплекса подразделяются на четыре группы: 1) слои, имеющие постепенные переходы в окружающие породы; 2) слои с резкими контактами, но залегающие согласно с полосчатостью массива; 3) линзовидные тела, секущие полосчатость и трахитоидность массива; 4) титаномагнетитовые жилы. Каждая группа пород имеет позднемагматическое происхождение, но их геологическое положение различно, вплоть до секущих взаимоотношений. Группы 1 и 2 преобладают. Предполагается, что группы пород 3 и 4 кристаллизовались в прототектонических разрывных структурах, куда был отжат остаточный расплав, обогащенный железом и титаном. По данным бурения, богатые титаномагнетитом слои и линзы не прослеживаются на значительные расстояния по падению и простиранию. Но с глубиной их количество и мощность увеличиваются.

Выделяют руды двух основных типов: титаномагнетитовые и сульфидно-титаномагнетитовые. Титаномагнетитовые руды образуют зоны сложного строения с шширообразными телами сплошных руд, прослоями вкрапленных, гнездовых и полосчатых руд, переслаивающихся с

безрудными участками. Размеры шширообразных выделений - от 1-2 до 25-30 и более метров в поперечнике и до 350 м по простиранию. Изредка также встречаются более крупные линзообразные тела (до 250 м) сплошных массивных руд, не связанных с рудными зонами. Содержание титаномагнетита в массивных рудах - 70-80%, полосчатых - 45-70%, вкрапленных - 5-40%. Ильменит в виде самостоятельных зерен составляет не более 10-17% рудной массы. В незначительных количествах присутствуют магнетит и сульфиды, из нерудных - плагиоклаз, оливин, амфибол. Иногда мощность участков с содержанием сульфидов до 40% достигает 5 м.

В южной части Западных Кейв находится Ельозерская группа Th-U-проявлений в жильных щелочных гранитах и метасоматитах с циртолит-торитовой минерализацией. К перспективным типам циркон-редкоземельного оруденения можно отнести силекситы и минерализованные щелочные граниты рудопроявлений Юмперуайв, Ровозерское (Пьедестал), Лаврентьевское [Бельков и др., 1988; Белолитецкий и др., 1992; Зозуля, Павлова, 1997]. Промышленные типы плюмбомикролитовых Nb-Ta руд выявлены в ранд-пегматитах Плоскогорского амазонитового месторождения А.Н.Виноградовым и А.В.Волошиным [1989]. В щелочногранитных плутонах развита комплексная Nb-Zr-редкоземельная минерализация на участках Юмперуайв, Ровозеро, Ельозеро, Пурнач [Бельков и др., 1988]. Рудные минералы в пегматитах представлены пироксеном, фергусонитом, блонстрандином, тантэвксенитом [Волошин, Пахомовский, 1986; Волошин и др., 2002].

Повышенным количеством иттриевых земель (до 20% суммы редких земель в рудных концентратах) отличаются руды месторождения Сахарйок (рис.3.88) и проявлений Юмперуайв, Ровозерское, Туарвыд, Плоскогорское, Ельозерское, Лаврентьевское (рис.3.89). Наиболее крупным среди них является комплексное **Zr-Y - месторождение Сахарйок** в одноименном массиве нефелиновых и щелочных сиенитов [Батиева, Бельков, 1984;

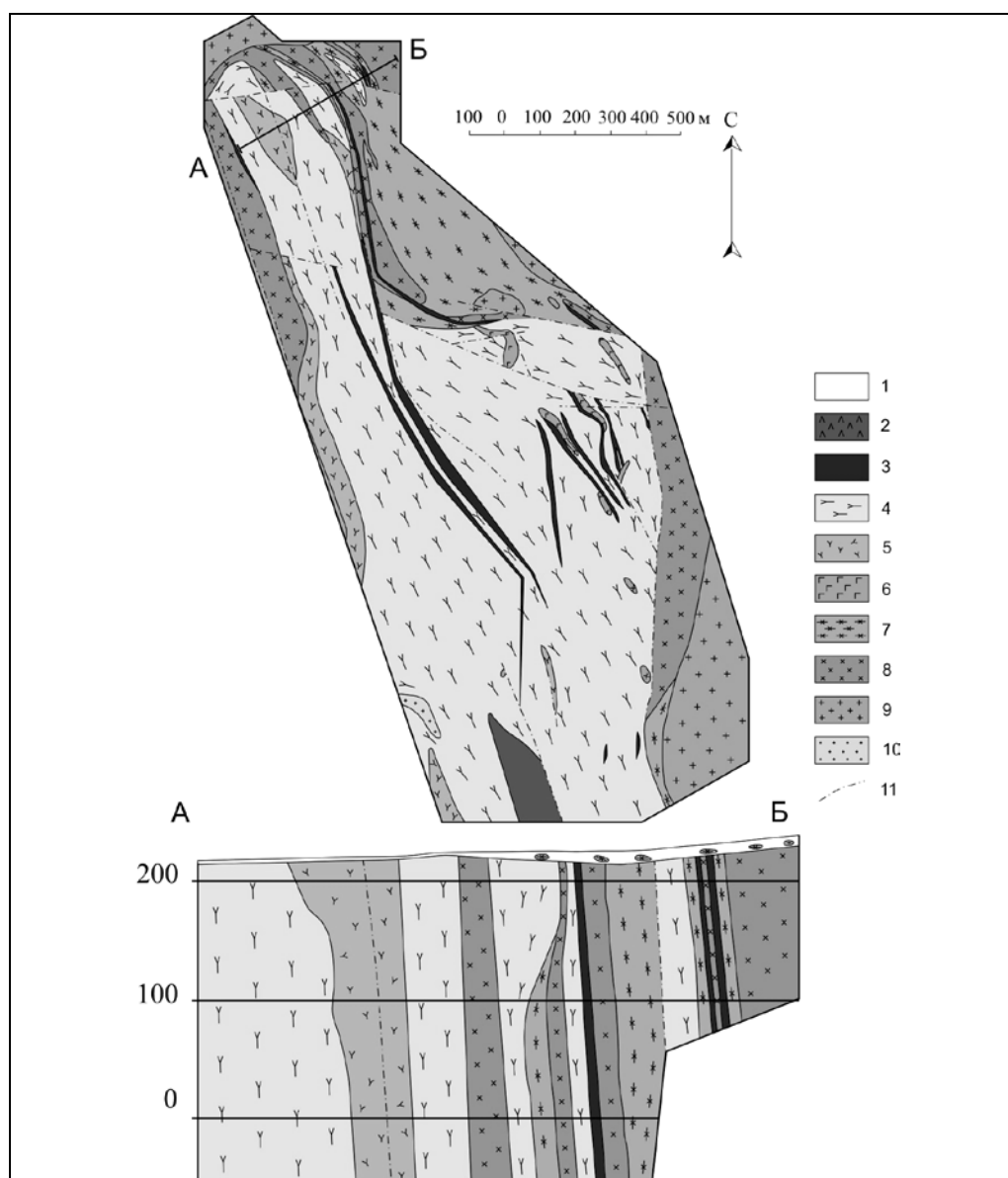


Рис.3.88. Схема геологического строения месторождения Сахарйок [Мультимедийный справочник ..., 2001, В.В.Субботин]:

1 - четвертичные отложения; 2 - альбититы; 3 - бритоцит-цирконовые руды; 4 - нефелиновые сиениты полосчатые; 5 - нефелиновые сиениты перекристаллизованные, порфиоровидные; 6 - щелочные габброиды (эссекситы, тералиты); 7 - щелочные сиениты полосчатые; 8 - щелочные сиениты перекристаллизованные; 9 - щелочные граниты; 10 - плагιοграниты, диориты; 11 - тектонические нарушения

Виноградов и др., 2000]. Он расположен в районе Западных Кейв и приурочен к узлу пересечения разломов субширотного и северо-западного простирания.

Массив имеет вытянутую каплеобразную форму (см. рис.3.88). Длина его в

направлении ЮВ-СЗ достигает 7 км. Видимая мощность расширенной северо-западной части - 2.3 км, узкой юго-восточной - 0.4-0.2 км. Общая площадь 5.1 км². Сложная структура массива характеризуется сочетанием крутопадаю-

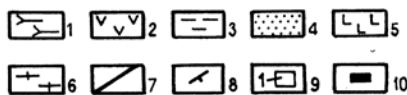
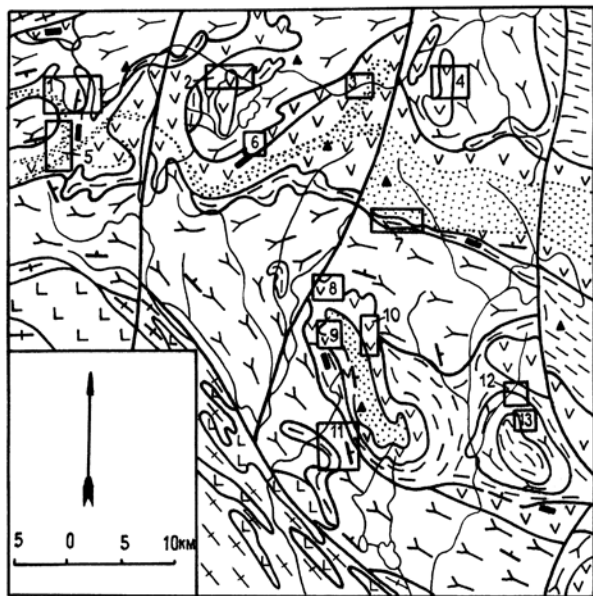


Рис.3.89. Схема пространственного распределения мусковитовых и амазонитовых пегматитов в районе Западных Кейв. Составлена с использованием данных работ [Батиева, Бельков, 1984; Геологическая карта ..., 1996; Волошин и др., 2002]. Не показана структура карельского комплекса в районе г.Серповидная (рис. 3.85):

1 - щелочные граниты; 2 - метадациты лебяжинской свиты; 3 - породы кейвского сланцевого комплекса; 4 - гастингситовые гнейсо-сланцы (метасоматиты); 5 - габбро-анортозиты; 6 - гнейсо-плагииграниты; 7 - разрывные нарушения; 8 - элементы залегания сланцеватости; 9 - участки распространения тел амазонитовых рандпегматитов с их номерами; 10 - участки распространения тел мусковитовых пегматитов. Номера участков: 1 - Макзабак; 2 - Ровозеро; 3 - Рова-I; 4 - Рова-II; 5 - Пессарйок; 6 - Ровгора; 7 - Серповидный; 8 - Северо-Западный; 9 - Плоская; 10 - Вюнцахк; 11 - Юго-Западный; 12 - Парусная; 13 - Авдотья.

щих дайкообразных тел, пологопадающих апофиз и тектонических нарушений. Массив сложен двумя близкими по составу и распространенности разновидностями пород - щелочными сиенитами и нефелиновыми сиенитами. Щелочные сиениты (I фаза) приурочены к юго-западной части (лежащий бок) массива, нефелиновые

сиениты-миаскиты (II фаза) - к северо-восточной части (висячий бок), а также слагают узкое линейное тело на юго-восточном фланге массива. Подчиненное значение имеют пегматиты нефелиновых сиенитов, щелочные габброиды (ксенолиты в нефелиновых сиенитах), альбититы и слюдяно-альбитовые метасоматиты.

В северо-восточной части массива выделено 14 линзообразных рудных тел с двумя типами оруденения (циркониевым и иттрий-циркониевым), протяженностью от 58 до 1348 м при мощности от 3 до 30 м. По прогнозным запасам циркона месторождение является одним из крупнейших в России. Основные рудные минералы - циркон, бритолизит и пироксенолор. Редкоземельные элементы в бритолизите представлены на 2/3 элементами цериевой группы и на 1/3 элементами иттриевой группы, при этом собственно иттрий составляет 13.25% от суммы редких земель, что предопределяет ценность бритолизита как нового сырьевого источника иттрия и иттриевых земель. Исследования состава и обогатимости руд показали, что из них может быть получено пять товарных продуктов: редкоземельный (бритолизитовый), циркониевый, флюоритовый, нефелин-полевошпатовый и пироксенолоровый концентраты [Виноградов и др., 2000]. Для добычи иттриевого и иттербиевого минерального сырья особый интерес представляет новый минеральный тип руд - кейвиит-иттрофлюоритовый, выявленный А.Н Виноградовым и др. (1989 г.) в ранд-пегматитах Плоско-

когорского месторождения. Он отличается наличием в рудах единственного в мире селективно-иттербиевого силиката кейвиита-(Yb) - $Yb_2Si_2O_7$, содержащего до 28 % Yb_2O_3 [Волошин, Пахомовский, 1986], и очень высокой концентрацией

У₂О₃ во флюорите - до 11.6 % и кейвиите-(Y) - до 56 %.

В Восточных Кейвах известно небольшое проявление вольфрама - Нусса, связанное с древними метаморфизованными корами выветривания [Басалаев, Калинин, 1991]. Рудный минерал представлен шеелитом, концентрации в рудной зоне варьируют от 0.2 до 2.2%. Повышенные концентрации Sn (до 0.3%) и W (до 0.1%) обнаружены в некоторых рудных зонах редкометалльных месторождений Юго-Западных Кейв - Ельозерском и Лаврентьевском. Рудный минерал Sn представлен касситеритом, W рассеян в ниобиевых минералах - фергусоните и пирохлоре. Отмечена находка вольфрамита.

Крупные месторождения абразивного граната известны на Западных Кейвах - Макзабак, Ровозеро, Тахлинтуайв и др. Наибольшее количество граната концентрируется в мусковит-гранатовых сланцах и гранатитах, образуя в плане пласты шириной десятки, реже сотни метров и длиной до нескольких километров. Сланцы обычно содержат от 10 до 40% граната - альмандина, который выделяется в кварц-мусковитовой массе в форме крупных кристаллов размером от 1-2 до 25 см. В гранатитах содержание граната достигает 70-80%. Месторождения и проявления абразивного граната в Кейвском рудном районе - одни из крупнейших в мире и имеют общие запасы около 2.7 млн тонн.

В Западных Кейвах известны также проявления кварцитов (Тяпыш-Манюк), высококачественного жильного кварца, мусковита, силлиманита и т.д. В районе Белых тундр известно одноименное проявление облицовочных щелочных гранитов и гранодиоритов [Жиров, Лацук, 1998].

В районе имеется 8 полей (участков) амазонитовых ранд-пегматитов (см. рис. 3.89). Промышленная добыча поделочно-

го амазонита (рис. 3.90) наиболее активно велась в 70-80-е годы на двух месторождениях - Плоскогорском и Парусном [Бельков, 1980; Волошин, Пахомовский, 1986]. На рис. 3.90 приведена фотография голубого кианита, который широко используется как коллекционное сырье.

Новым для Кейвского рудного района является находка алмаза и его минералов-спутников в четвертичных отложениях в бассейне р.Эльнйок, к северу от Федорово-Панского массива [Зозуля и др., 2001].

3.12.7. Перспективы освоения

Кейвский рудный район не обладает пока развитой инфраструктурой, что затрудняет его вовлечение в орбиту горно-промышленного комплекса Мурманской области. Вероятно, разработка наиболее экономически важных цирконовых, редкоземельных, редкометалльных и кианитовых месторождений будет в значительной мере зависеть от освоения комплексных платинометалльных месторождений Федорово-Панского рудного узла.

Технико-экономические расчеты позволяют сделать вывод об экономической целесообразности отработки бритоцит-цирконовых руд месторождения Сахарйок. Даже при включении затрат на строительство ЛЭП, автодороги с твердым щебеночным покрытием, вахтового поселка, обогатительной фабрики и цеха гидрометаллургической переработки рентабельность к производственным фондам (с учетом всех налогов) составляет 26-29%. Объект в целом характеризуется благоприятными экономическими показателями и при наличии спроса на редкоземельную продукцию и цирконовый концентрат обладает инвестиционной привлекательностью.

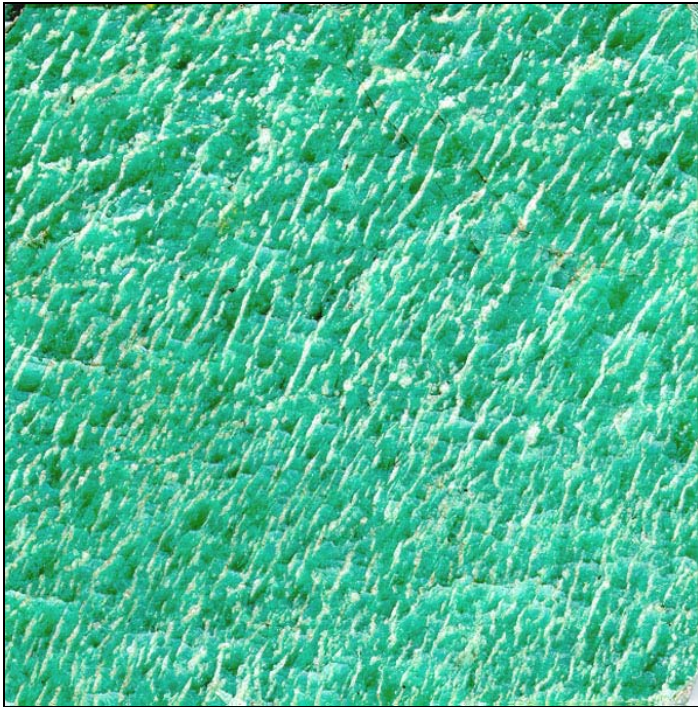


Рис.3.90. Подделочный амазонит (г.Плоская) и кианит. Фото Жирова Д.В.

3.13. Колмозеро-Воронинский рудный район**3.13.1. Географическое****и административное положение**

Колмозеро-Воронинский рудный район расположен в 60 км к северо-востоку от Ловозерского щелочного массива (см. рис.2.1 и 2.3). Он вытянут с северо-запада на юго-восток от горы Шумвейв (левобережье р.Воронья) через оз. Лявозеро до оз.Кальмозеро на 130 км при ширине выхода в среднем 7 км. Его площадь составляет около 750 км². Административно входит в состав Ловозерского района. Район расположен в тундровой зоне. Климат субарктический, континентальный. Рельеф холмистый. Наиболее высокие вершины - г.Лешая (433 м) и г.Балкон-Мыльк (336 м). В морфоструктурном плане район составляет единое целое с Восточно-Мурманским плато (см. рис.2.19). Мощность рыхлых отложений составляет первые метры, иногда 10-15 м. С территории района берут начало реки Иоканьга и Рында, впадающие в Баренцево море. Железных и шоссейных дорог на территории района нет, не считая зимников оленеводов. Есть летняя площадка для легкой авиации и вертолетов и в западной части района есть вездеходная грунтовая дорога. Населенных пунктов нет. Ближайшие населенные пункты - пос.Туманный на р.Воронья и пос.Ловозеро. Через район проходят пути перегона оленьих стад.

Зона Колмозеро-Воронья всегда привлекала к себе пристальное внимание как стратотип архейского разреза, хотя после ее открытия В.И.Влодавцом в 1931 г. [Геология СССР..., 1958] она была отнесена первоначально к протерозою. Начиная с 50-х годов в ее пределах активно проводились геологические исследования. Они касались различных аспектов стратиграфии, магматизма, геохронологии, петрохимии, металлогении и привели к накоплению большого фактического материала, отраженного в многочисленных публикациях [Кириченко, 1960; Токарев, Гарифулин, 1963; Прияткина, 1961; Прияткина, Дагелайский, 1963; Масленников и др., 1963; Харитонов, 1966;

Пара- и ортоамфиболиты ..., 1972; Белолитецкий и др., 1975; Геология и геохимия ..., 1980; Никитин, 1975, 1977, 1980, 1986; Мирская, 1978а, 1978б; Другова и др., 1982; Гавриленко, 1982; Даркиевич и др., 1984; Вревский, 1989; Смолькин, 1992; Миц и др., 1996; Рудно-метаморфические ..., 1996, Гавриленко и др., 2002]. Материалы различных авторов по отдельным частям единой в структурном отношении зоны не всегда увязывались между собой, и многие спорные и проблемные вопросы геологии зоны остаются нерешенными и сегодня.

3.13.2. Геологическое строение

В геолого-структурном плане район представлен архейской шовной зоной Колмозеро-Воронья (см. рис. 2.20, рис.3.91).

Зона трассируется за пределы рудного района на северо-запад на несколько десятков километров вдоль границы Мурманского и Центрально-Кольского террейнов отдельными выходами пород существенно амфиболитового состава (горы Чокквара, Шумвейв). Шовная зона Колмозеро-Воронья [Платунова, 1975], которую называют также зеленокаменным поясом [Вревский, 1989; Смолькин, 1992], расположена на сочленении Мурманского террейна с северо-востока, Центрально-Кольского и Кейвского террейнов - с юга и юго-востока. Максимальная ширина выходов пород зоны 12 км в районе оз.Поросозеро. Она является частью 500-километровой Титовско-Кейвской шовной зоны, прослеживающейся от губы Б.Волоковой на северо-западе до Горла Белого моря на юго-востоке и трассирующейся серией магнитных аномалий под платформенным чехлом Русской плиты [Гафаров, 1963; Ранний докембрий ..., 1996]. Эта структура тесно сопряжена с глубинным разломом, имеющим северо-западное субсогласное ориентировке региональных структур простираение, который круто погружается под Мурманский террейн, достигая поверхности Мохо [Литвиненко и

др., 1968]. В ней различаются три сегмента – Северо-Кейвский, Колмозеро-Воронинский и Урагубский. Все они трассируются телами метавулканитов и метаинтрузивных пород основного и ультраосновного состава, реликтивными блоками метасадков, зонами динамометаморфитов, метасоматитов, интрузиями гранитоидов, т.е. тектоно-метаморфической суперформацией пород [Метаморфические формации ..., 1986]. Колмозеро-Воронинский сегмент шовной зоны на северо-западе ограничивается Воронинским разломом, на юго-востоке – Западно-Кейвским и делится на две соизмеримые части Лявозерским сдвигом (рис.3.92). Зона Колмозеро-Воронья фиксируется интенсивными узкими максимумами магнитных аномалий [Гафаров, 1963].

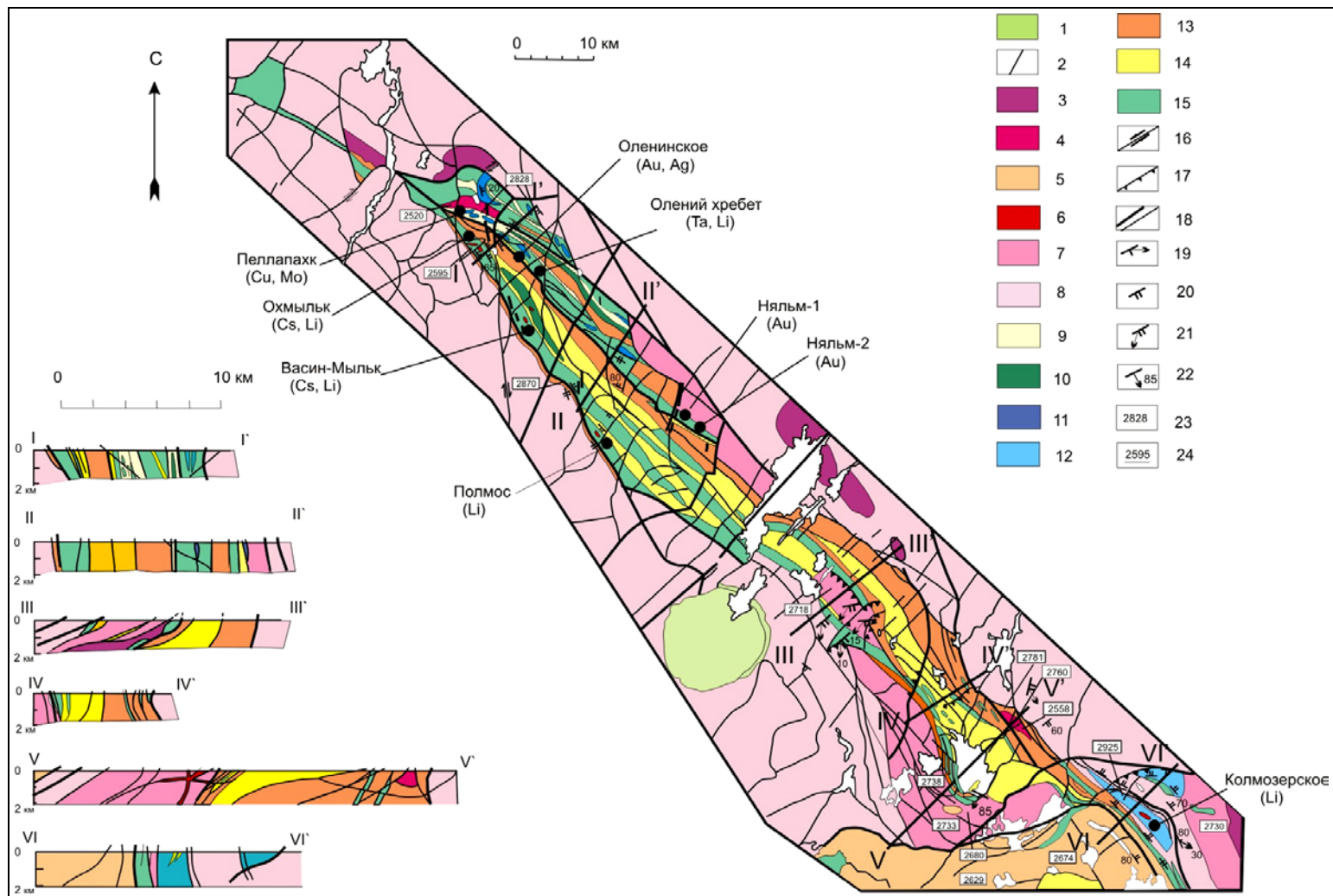
Контур, отделяющий вещественный комплекс зоны Колмозеро-Воронья от соседних террейнов, сначала целиком рассматривался конседиментационным контактом слагающих ее супракрустальных образований с древнейшими плагиогранитоидами [Токарев, Гарифулин, 1963]. Позднее на северо-восточном фланге был выявлен разлом, редуцировавший здесь часть разреза [Геология и

геохимия ..., 1980]. Изучение контактов по контуру зоны Колмозеро-Воронья показало, что они представляют собой зоны внедрения гранитоидов, пегматитов, бластомилонитизации и бластокатаклаза, которые содержат линейаризованные тонкополосчатые разновидности мигматитов, будины метабазитов и в различной степени ассимилированные ксенолиты гнейсов. В юго-восточной части зоны ее контакт с Патчемварекским габбро-анортозитовым массивом представлен прямолинейной крутой с преимущественным наклоном в северо-восточных румбах тектонической зоной. Она сложена бластомикститамы по мигматизированным плагиомикроклиновым гранитам и бластомилонитами по габбро-анортозитам. Со щелочными гранитами Западных Кейв зона контакта прямолинейная и крутая. Она представлена бластотектонитами по щелочным гранитам, а также по гнейсам и амфиболитам самой зоны. Проследивание северо-восточного контакта зоны от Патчемварекского массива до оз.Лявозеро показало, что на этом интервале вещественный комплекс зоны контактирует с диоритами Колмозерского массива и плагиомикроклиновыми гранитами. Он отделяется от последних

Рис.3.91. Геологическая карта-схема докембрийской зоны Колмозеро-Воронья. Составлена И.В. Никитиным и Б.В.Гавриленко:

Геологическая карта-схема зоны Колмозеро-Воронья, составлена с использованием материалов М.Н.Петровского, Н.М.Кудряшова, А.Б.Вревского, В.Ф.Смолякина и геологических съемок СЗТГУ и ЦККГЭ. 2001 г.:

1 - контозерский осадочно-вулканогенный комплекс. Интрузивный комплекс: 2 - дайки диабазов и пикритовых порфиритов условно протерозойского возраста; 3 - микроклиновые лейкограниты; 4 - турмалиновые граниты; 5 - щелочные граниты и метасоматиты по ним; 6 - гранитные пегматиты с редкометалльной минерализацией; 7 - кварцевые монцодиориты и кварцевые диориты; 8 - плагиомикроклиновые граниты и гранит-мигматиты; 9 - кварцевые порфиры; 10 - метагаббро и габбро-амфиболиты; 11 - метапериодиты, метапироксениты, актинолититы, тремолититы; 12 - метагаббро-лабрадориты, амфиболиты и хлоритовые сланцы по ним. Вулканогенно-осадочный комплекс: 13 - гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, гранат-кианит (андалузит)- биотитовые, гранат-кианит-ставролитовые сланцы гнейсо-сланцевого комплекса; 14 - амфибол-биотитовые, биотитовые, мусковит-биотитовые гнейсы и сланцы лептитового комплекса (этим же цветом показаны гнейсы лебяжинской свиты Кейв); 15 - амфиболиты с реликтами ультраосновных (коматиитовых) и основных метавулканитов, шаровые лавы, железистые кварциты амфиболитового комплекса. Структурные элементы: 16 - сдвиги; 17 - надвиги; 18 - тектонические нарушения различной иерархии; 19 - кливаж с линейностью; 20 - метаморфическая полосчатость; 21 - кристаллизационная сланцеватость с линейностью; 22 - слоистость. Абсолютный возраст по данным U-P-изохронного метода: 23 - магматизма; 24 - метаморфизма



ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Колмозеро-Воронинский район

крутой невыдержанной по простира-
нию и мощности (от сотни до не-
скольких сотен метров) зоной бла-
стотектонитов по гнейсам, гранитам,
базитам и габбро-анортозитам.

От широты оз.Лице зона кон-
такта ориентирована к северо-
востоку, имеет сравнительно близкий
по составу набор тектонитов, но с яв-
ными следами их мигматизации. В
составе тектонитов контрастно выде-
ляются бластомикститы оз.Лице, ко-
торые многие исследователи считали
конгломератами [Токарев, Гарифу-
лин, 1963; Геология и геохимия ...,
1980]. Эта зона конгломератоподоб-
ных пород с перерывами, выполнен-
ными струйчато-полосчатыми или
тонкополосчатыми апогранитными и
апобазитовыми бластомилонитами,
прослеживается с перерывами в об-
наженности почти до оз.Лявозеро. На
этом интервале зона имеет выпуклую
к северо-востоку форму, фрагменти-

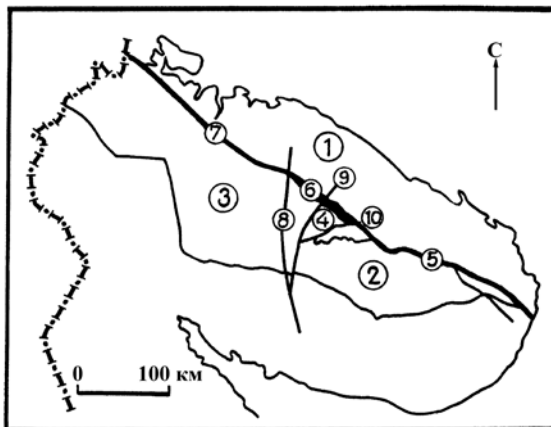
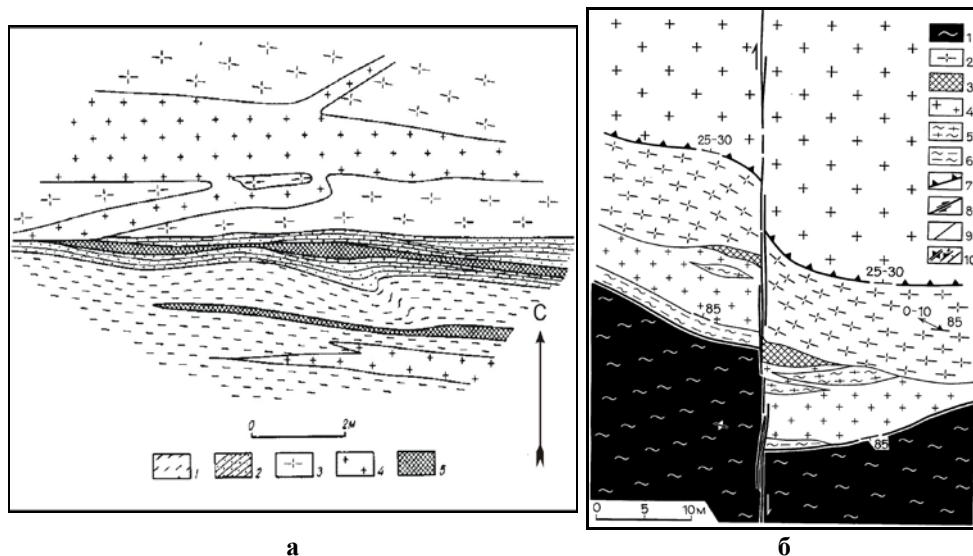


Рис.3.92. Схема расположения Титовско-Кейвской шовной зоны и смежных террейнов Кольского полуострова. Составлена И.В.Никитиным [Гавриленко и др., 2002]:

Террейны: 1 - Мурманский, 2 - Кейвский, 3 - Центрально-Кольский; 4 - Лявозерский тектонический клин; сегменты Титовско-Кейвской шовной сдвиговой зоны: 5 - Северо-Кейвский, 6 - Колмозеро-Вороньинский, 7 - Урагубский; разрывы: 8 - Вороньинский, 9 - Лявозерский; 10 - Западно-Кейвский



а

б

Рис.3.93. Контакты супракристаллических пород северного крыла зоны Колмозеро-Воронья с гранитоидами обрамления. Схемы составлены И.В.Никитиным [Гавриленко и др., 2002]:

а) контакт биотитовых гнейсов с гнейсо-гранодиоритами г.Мешеньпорт: 1 - биотитовые гнейсы; 2 - бластомилониты по биотитовому гнейсу; 3 - гнейсо-гранодиориты; 4 - гранитный пегматит; 5 - кварцевые жилы; б) контакт амфиболитов с плагиомикроклиновыми гранитами в районе г.Лешая: 1 - амфиболиты; 2 - плагиомикроклиновые граниты; 3 - диопсидовые скарны; 4 - гранитные пегматиты; 5 - мигматизированные амфиболиты; 6 - бластомилониты по амфиболитам; 7 - контакт тела пегматита; 8 - сдвиги; 9 - дизъюнктивы; 10 - элементы залегания кристаллизационной сланцеватости, гнейсовидность с линейностью, контакты пород

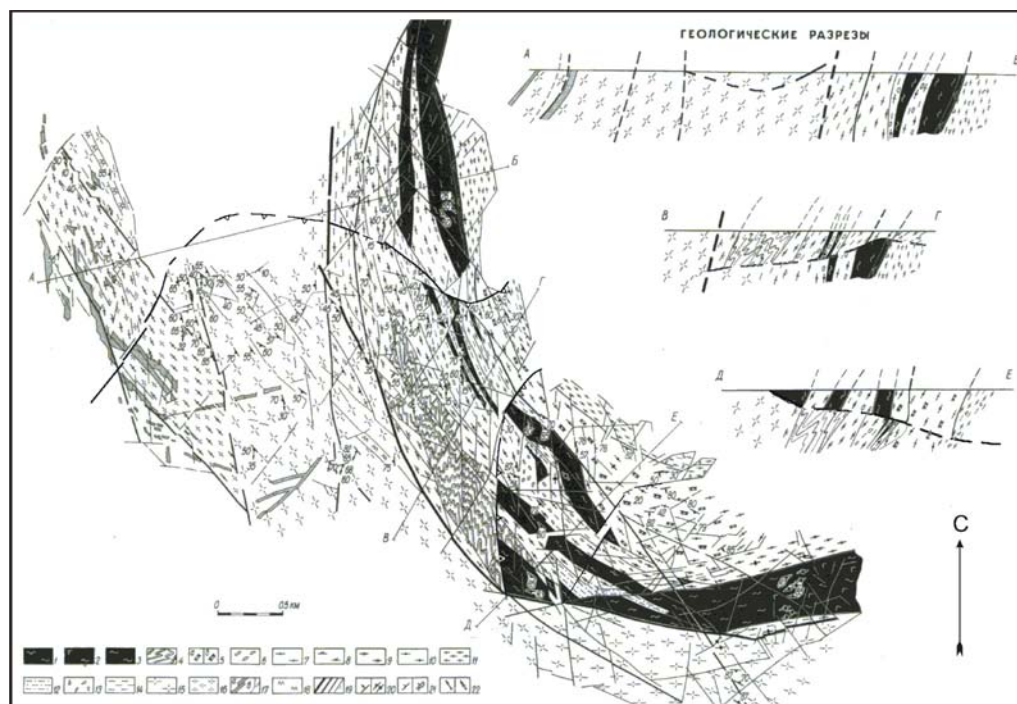


Рис.3.94. Геологическая схема Поросозерского участка зоны Колмозеро-Воронья. Составлена И.В.Никитиным [Гавриленко и др., 2002]:

1 - метатироксениты, 2 - метагаббро-амфиболиты, 3 - амфиболиты, 4 - "флишииды" (сочетание кварцевых гранатитов, амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов), 5 - метатурбидиты (ритмичное переслаивание биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов и кианит-ставролитовых сланцев), 6 - гетерополосчатые биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-ставролитовые гнейсы и сланцы обломочной текстуры, 7 - биотитовые гнейсы, 8 - кианитовые сланцы, 9 - ставролитовые сланцы, 10 - гранат-биотитовые гнейсы, 11 - двуслюдяные гнейсы, 12 - серицит-мусковитовые кварциты, 13 - тектоническая брекчия, 14 - бластомилониты, 15 - гнейсо-гранодиориты, 16 - диоритовые мигматиты по гнейсам, 17 - гранитные пегматиты, 18 - кварцевые жилы, 19 - надвиги, тектонические границы; элементы залегания: 20 - слоистость, гнейсовидность, кристаллизационная сланцеватость и метаморфическая полосчатость, 21 - кливаж, оси складок, 22 - линейность, шарниры складок

рованную серией мелких поперечных левосторонних сдвигов. От оз.Лявозеро до широты г.Мешеньпорр комплекс пород зоны Колмозеро-Воронья отделяется от плагиомикроклиновых гранитов мощным, до 2 км, и протяженным более 20 км, телом кварцевых монцодиоритов, содержащих ксенолиты амфиболитов и гнейсов (рис.3.93а). У северо-восточного подножия г.Лешая отмечается контакт плагиомикроклиновых гранитов с амфиболитовым комплексом через зону развития пологозалегающих тел пегматитов и мигматизации (рис.3.93б)

Вдоль юго-западного крыла, начиная от оз.Колмозеро, на протяжении 35

км вещественный комплекс зоны Колмозеро-Воронья "сшивается" с Центрально-Кольским террейном крупным клиновидным телом кварцевых монцодиоритов Поросозерского массива (рис.3.94).

На широте г.Солдат-Мыльк зона контакта приобретает крутое залегание до вертикального и северо-западное общее простирание. Контактная зона насыщена линзовидными ксенолитами метабазитов и гнейсов комплекса выполнения зоны и жильными телами гранодиоритов. Северо-западнее г.Солдат-Мыльк тело кварцевых монцодиоритов выклинивается, замещаясь по простиранию зональной плагиомикроклиновых мигматитов в

сочетании с мощными, иногда до 50 м, и протяженными на многие сотни метров согласно контакту телами гранитных пегматитов, которые с перерывами прослеживаются до южного окончания оз.Лявозеро. Здесь юго-восточная часть зоны Колмозеро-Воронья пересекается поперечной зоной Лявозерского левого сдвига северо-восточной ориентировки. Северо-западнее оз.Лявозеро породный комплекс зоны прорывается интрузией микроклиновых лейкогранитов на протяжении более 12 км. Далее к северо-западу от г.Полмос на протяжении более 30 км проходит зона сочления гранат-биотитовых гнейсов зоны Колмозеро-Воронья с плагиомикроклиновыми гранитами Центрально-Кольского террейна. Она пронизана многочисленными телами слюдяных пегматитов, ориентированных под небольшим углом или субсогласно простиранию и крутому залеганию зоны контакта. Развитый здесь гнейсовый горизонт контактирует с расположенным к северо-востоку телом амфиболитов через зону мощной кливажной переработки пород до тонкополосчатых бластомилонитов.

Таким образом, вся породная ассоциация зоны Колмозеро-Воронья по контуру протяженностью более 300 км как бы "сшивается" с палингено-метасоматическим комплексом плагиомикроклиновых гранитов окружающих террейнов интрузиями кварцевых монцодиоритов, микроклиновых лейкогранитов и отделяется от них на завершающих стадиях развития зонами кливажного течения. То есть, контур зоны Колмозеро-Воронья не имеет признаков первичных конседиментационных отношений.

Известно 30 вариантов стратиграфического расчленения зоны Колмозеро-Воронья, что связано с осложнением рассматриваемой структуры продольными нарушениями надвигового характера. Согласно стратиграфической схеме А.П.Белопещного с соавторами [*Геология и геохимия ...*, 1980], нашедшей отражение на геологической карте Кольского полуострова м-ба 1:500000 [*Геологическая карта ...*, 1996], вулканогенно-осадочные

комплексы зоны относятся к верхнелопийской серии верхнего архея. В разрезе структуры выделяются следующие свиты: 1) нижняя терригенная толща гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов - лявозерская свита, - которая прослеживается почти непрерывной полосой около 100 м по южному краю структуры и лишь отдельными фрагментами в северном крыле; 2) нижняя вулканогенная свита - метавулканиты коматиит-толеитовой серии, представленные в настоящем виде сланцеватыми, полосчатыми, овоидными и другими разновидностями плагиоамфиболитов с прослоями карбонатных пород и железистых кварцитов - полмостундровская свита мощностью до 1200 м; 3) верхняя вулканогенная толща - метавулканиты базальт-андезит-риолитовой серии, представленные биотит-амфиболовыми, гранат-биотит-амфиболовыми и другими гнейсами, биотитовыми и двуслюдяными сланцами, лептитами - вороньестундровская свита мощностью до 800 м; 4) верхняя терригенная толща биотитовых с андалузитом (кианитом), ставролитом, гранатом, кордиеритом гнейсов и сланцев, включая их углеродистые разновидности - червуртская свита мощностью до 1000 м.

Фактически имеется четыре субпараллельные полосы пород (см. рис.3.91), в которых отсутствует внутренняя стратификация, а мощности толщ варьируют вплоть до выклинивания по простиранию. Отсутствуют убедительные признаки конседиментационных соотношений, каждая толща содержит в том или ином объеме разновидности смежных толщ. Даже наиболее однородная по составу амфиболитовая толща морфологически представляет собой серию лезвиеобразных пластин (см. рис.3.94).

Амфиболитовая толща делится на две подтолщи. Амфиболиты и габбро-амфиболиты в районе г.Охмыльк - г.Полмос по петрохимическим характеристикам отвечают низкокалиевым толеитам океанического типа [*Ранний докембрий ...*, 1996]. В районе г.Лешая - хр.Олений наряду с амфиболитами первично толеитового состава отмечаются и

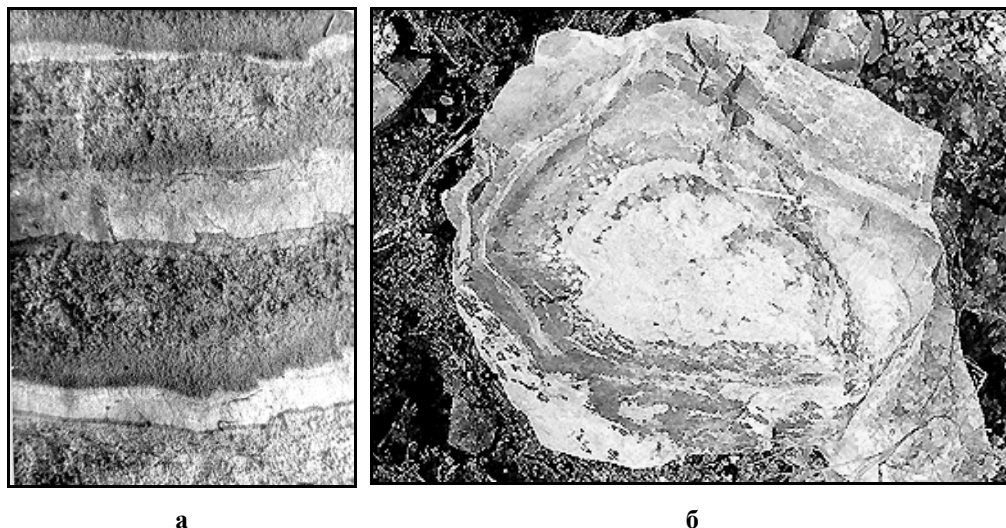


Рис.3.95. Первичные текстуры в метаосадочных и метавулканических породах зоны Колмозеро-Воронья [Гавриленко и др., 2002]:
а – конседиментационная слоистость S_0 в ритмично переслаивающихся биотитовых (светлое) и гранат-ставролит-кианитовых сланцах (оз.Порос); б - шаровая текстура metabазальта (г.Няльмечуайе)

амфиболиты, близкие по составу к коматиитовым базальтам бонинитовой серии. Сонахождение вулканитов подобного типа отвечает обстановке формирования энсиматических островных дуг и субдукции океанической литосферы. Кроме коматиитовых metabазальтов в разрезе присутствуют и коматиитовые пироксениты и перидотиты, которые формировались за счет истощенного мантийного источника [Смолякин, 1992].

Толща лептитов широко представлена в разрезе зоны и занимает промежуточное положение между толщиной амфиболитов и сланцев. Этот комплекс пород отвечает по первичному составу вулканитам среднего и кислого состава и тесно связан с субвулканической фацией, представленной кварцевыми порфирами, кератофирами, диоритовыми порфиритами. Последние залегают как внутри толщи лептитов, так и среди пород амфиболитовой толщи. Наблюдались случаи интродирования этими образованиями амфиболитов и перидотитов, что говорит о их более молодом возрасте. Метавулканиты зоны Колмозеро-Воронья, как и лебяжские гнейсы Кейвского террейна, со-

поставимы с синколлизонными гранитоидами островодужных серий [Зозуля, 2001].

В гнейсо-сланцевом комплексе различаются два пространственно разобщенных подкомплекса - собственно гнейсовый и гнейсо-сланцевый. Первый представлен преимущественно гранат-биотитовыми гнейсами, относимыми ранее к лязозерской свите, наиболее представленной в южном крыле зоны. По петрохимическим характеристикам они нередко близки метавулканитам кислосреднего состава или гранодиоритам. В сланцевом подкомплексе преобладают кианитовые, ставролитовые разновидности с переменным количеством биотита, граната, мусковита. Глиноземистые сланцы чаще всего приурочены к осевой части зоны Колмозеро-Воронья, и наибольшие объемы этих пород расположены на участках, где они отделяются от гранитоидов обрамления пластинами амфиболитов. Они близки породам сланцевых толщ Больших и Малых Кейв, наиболее часто интерпретируемых как глиноземистые осадки или продукты перетложения кор химического выветривания [Бельков, 1963; Головенко, 1977].

Чаще всего в породах зоны Колмозеро-Воронья встречаются вторичные текстуры и структуры. Из текстур наиболее распространены полосчатая, гнейсовая, линейная, динамофлюидальная и другие, связанные с кристаллизационным и кливажным сдвиговым течением. К вторичным структурам относятся тектонокластовые и тектонобластовые (брекчиевая, катакластическая, милонитовая, лепидобластовая и др.). Большая часть перечисленных структур и текстур характеризуется ориентировкой минералов по их удлинённой форме, что является важным признаком структурной анизотропии, возникающей в ходе твердофазового сдвигового течения в условиях стресс-метаморфизма с образованием метаморфического парагенеза разнообразных метасоматитов и тектонитов [Козлов, 1979; Рождественская, 1980; Глебовицкий, Бушмин, 1983; Белолипецкий и др., 1987; Гордиенко и др., 1987; Никитин, 1991; Гавриленко и др., 2002].

Очень редкими среди метаморфических пород зоны являются блоки гнейсов и сланцев с ритмичнослоистыми текстурами (рис.3.95а), асимметрией внутреннего строения и внутрислоевыми неоднородностями, а также текстурами размыва слоистости и оползания. Это позволяет предполагать, что значительная часть гнейсо-сланцевых пород имела осадочную природу, но не даёт возможности рассматривать залегание возникшей по ним метаморфической ассоциации в качестве первичной. В породах амфиболитового комплекса на отдельных участках также сохранились текстуры и структуры, свидетельствующие о их протоприроде - миндалекаменная, габбровая, габбро-диабазовая, диабазовая (офитовая), пойкилоофитовая, спинифексподобная, шаровая, лавобрекчиевая (рис.3.95б).

Четвертичные отложения на территории района представлены гравийно-песчаной, изредка холмистой мореной и торфяниками [Четвертичные отложения ..., 1993].

Зона Колмозеро-Воронья сложена преимущественно породами, метаморфизованными в западной части (до

оз.Лявозеро) в условиях ставролит-андалузитовой субфации амфиболитовой фации ($T=550-600^{\circ}$, $P=3.0-3.5$ кбар); в восточной - в условиях кианит-силлиманитовой субфации амфиболитовой фации, когда P возрастает до 5.2-8.5 кбар [Геология и геохимия ..., 1980; Другова и др., 1982; Эндогенные режимы ..., 1990; Петров, 1999].

3.13.3. Магматизм

Осадочно-вулканогенные породы прорываются интрузиями от ультраосновного до кислого состава. К древнейшим образованиям относится большинство тел базит-гипербазитов, представляющих собой интрузивную фацию коматиит-толеитовой вулканоплутонической ассоциации, и субвулканические тела диоритовых порфиритов-кварцевых порфиров, предположительно, коагматичных вулканитам базальт-андезит-дацитовой серии.

Чрезвычайно интенсивно насыщена интрузивными телами - коагматами вулканитов - зона хребта Оленьего в западной части Колмозеро-Воронинской структуры, поэтому многими исследователями плагиоамфиболиты хр.Оленьего не включались в стратиграфический разрез структуры, благодаря хорошо сохранившимся в породах хр.Оленьего реликтам миндалекаменных и вариолитовых структур, элементам шаровой отдельности и другим признакам устанавливается вулканогенная природа этой толщи. Ее положение в разрезе структуры не определено однозначно: либо это тектоническая пластина плагиоамфиболитов полмостундровской свиты [Вревский, 1989], либо завершающая разрез структуры оленинская свита.

Следующая возрастная группа представлена габбро-диорит-гранитным комплексом Поросозерского массива. Ему синхронны и широко распространенные на территории зоны пегматиты, генезис которых одними признается как магматический, а другими как метаморфогенный. К наиболее молодым относятся интрузии турмалин-мусковитовых

гранитов. На площади района известны дайки габбро-перидотитов, оливиновых габбро и оливиновых порфиритов предположительно протерозойского возраста и дайки диабазов предположительно палеозойского возраста.

Наряду с проводимыми на территории зоны Колмозеро-Воронья геологическими исследованиями особое место отводилось ее геохронологическому изучению [Полканов, Герлинг, 1961; Масленников и др., 1963; Жиров и др., 1972; Пушкарев и др., 1978; Овчинников и др., 1985; Минц и др., 1982]. Согласно последним геохронологическим данным, полученным U-Pb-изохронным методом [Кудряшов и др., 1999; Кудряшов, Гавриленко, 2000; Кудряшов, Петровский, 2000; Kudryashov et al., 2001], возраст геологических образований района варьирует в диапазоне 2925-2250 млн лет, что составляет почти 700 млн лет.

Патчемварекский дифференцированный габбро-анортозитовый массив расположен в юго-восточной части зоны. Линзовидное тело мощностью около 2 км и длиной около 7 км ряд мелких плитообразных тел составляют цепочку, трассирующую шовное сочленение Мурманского и Кейвского террейнов. Контакты массива с вмещающими породами тектонизированы и затушеваны поздними изменениями. Массив сложен среднезернистыми габбро-анортозитами, габбро, вебстеритами, лерцолитами. U-Pb-изотопный возраст четырех фракций циркона из лейкогаббро этого массива 2925 ± 6 млн лет [Кудряшов, Гавриленко, 2000] и рассматривается как возраст пород массива. Эта датировка на сегодняшний день является самой древней для метабазитов Кольского полуострова.

Кварцевые порфиры на северо-западе зоны Колмозеро-Воронья прорывают амфиболиты и лептиты, залегая в виде многочисленных субпараллельных пластовых, выдержанных по мощности жильных и дайкообразных тел, и рассматриваются как интрузивные аналоги кислых вулканитов. Возраст кристаллизации кварцевых порфиров 2828 ± 8 млн лет [Кудряшов и др., 1999]. U-Pb-

изохронный возраст гранат-биотитовых гнейсов, относимых ранее к лязозерской свите (район г.Таукант), по устному сообщению Н.М.Кудряшова, составил 2865 ± 5 млн лет. Продатированный циркон имеет признаки магматического генезиса, а сами гнейсы по протосоставу отвечают дацитам или гранодиоритам. Наиболее вероятно, что полученный возраст отражает время кристаллизации вулканитов нижних уровней разреза колмозеро-воронинского супракрустального комплекса. Возраст биотитовых гнейсов из заполнителя полимиктовых конгломератов в районе оз.Лице составил 2781 ± 5 млн лет, а возраст магматического циркона, выделенного из гальки плагиогранитного состава, определен в 2760 ± 13 млн лет [Kudryashov et al., 2001].

Поросозерский полифазный массив кварцевых монцодиоритов и гранитов расположен в юго-восточной части зоны. Породы массива интрузируют толщи плагиоамфиболитов и биотитовых гнейсов, образуя в них секущие жилы и штоки [Петровский, Виноградов, 2002]. Возраст циркона из гнейсогранодиоритов массива 2733 ± 6 млн лет [Кудряшов, Петровский, 2000]. Возраст мелкозернистых биотитовых гнейсов, близких по составу гранодиоритам (вероятно, синплутоническая дайка I фазы внедрения), 2738 ± 4 млн лет [Kudryashov et al., 2001]. В массиве выявлены лампрофировые жилы ряда одинит-спессартит-вогезит. U-Pb-изохронный возраст магматической популяции циркона из одинитов 2680 ± 10 млн лет, а метаморфическая популяция имеет возраст 2629 ± 8 млн лет.

В центральной части зоны Колмозеро-Воронья (район оз.Мешок) обнажаются массивные серые гнейсы (метатоналиты), ранее рассматривавшиеся как породы фундамента для вулканогенно-осадочных толщ. Контакты с вмещающими породами не были обнаружены. Возраст магматического циркона из этих пород составил 2718 ± 5 млн лет [Kudryashov et al., 2001]. Рядом расположен массив микроклиновых гранитов, поро-

ды которого прорывают толщу рассланцованных биотитовых гнейсов. Возраст измеренных фракций метамиктного циркона находится в пределах 2220-2280 млн лет [Kudryashov et al., 2001] и может отражать как возраст массива, так и, что более вероятно, время наложенных процессов, которые испытали его породы.

В амфиболитовой толще встречаются согласные мелкие (первые метры) линзовидные или дайкообразные тела так называемых овоидных амфиболитов. Датировка титанита в них равна 2595 ± 20 млн лет, что отвечает времени закрытия системы на регрессивной стадии регионального метаморфизма. U-Pb-возраст двух фракций циркона из турмалиновых гранитов района оз.Лице 2558 ± 6 млн лет, а Pb-Pb-изохронный возраст турмалина из гранитов в северо-западной части зоны 2520 ± 70 млн лет и интерпретируется как возраст закрытия изотопной системы в турмалине [Kudryashov et al., 2001].

Зона Колмозеро-Воронья прошла длительное развитие от протофиолитовой стадии (2925 млн лет) через островодужную стадию (2828 млн лет) и региональный метаморфизм, сопровождавшийся формированием редкометаллических пегматитов и внедрением гранодиоритов (2733 млн лет), до калиевого метасоматоза и формирования турмалиновых и микроклиновых гранитов (2.5-2.2 млрд лет).

3.13.4. Тектоника

Представления о структуре зоны Колмозеро-Воронья эволюционировали от асимметричной грабен-синклинали, северное крыло которой срезано глубинным разломом [Белолитецкий и др., 1975], через чешуйчатую моноклиаль [Никитин, 1978] до моноклиального чешуйчато-надвигового ансамбля, круто погружающегося под Мурманский террейн в зоне поддвига-субдукции Центрально-Кольской плиты под Мурманскую [Ранний докембрий ..., 1996].

Анализ структурных парагенезов зоны Колмозеро-Воронья позволил проследить непрерывную последователь-

ность структурирования ее вещества от прогрессивных эпи-, мезо- и катазоны до регрессивных мезо- и эпизоны [Никитин, 1991; Никитин, Гавриленко, 2001; Гавриленко и др., 2002]. Структурный парагенез эпизоны выражается в сохранившихся слоистости и складках оползания в осадках, шаровых лавах и миндалекаменных текстурах в вулканитах - свидетелях бассейна осадконакопления. Мезозональный этап подтверждается кливажем в слоистых породах. В этот период происходило замыкание бассейна осадконакопления, коллизия смежных блоков коры с формированием мезозональной шовной зоны. В условиях катазоны происходило глубокое преобразование вещественного комплекса тектонического шва и смежных сегментов коры. Оно сопровождалось метаморфизмом амфиболитовой фации, гранитизацией, сдвиговыми движениями по субвертикальному глубинному разлому и субгоризонтальным течением вещества, т.е. континентализацией земной коры. На стадии регрессивной мезозоны выведенные на дневную поверхность неассимилированные остатки древнего материала шовной зоны трассировали древнейшее разломное направление. Регрессивная эпизона фиксируется катаклазом и милонитизацией пород в результате неотектонических движений.

Главными структурными элементами Колмозеро-Воронинского района являются продольные правые сдвиги, а также поперечные взбросы [Никитин, Гавриленко, 2001; Гавриленко и др., 2002].

Ранние сдвиги связаны с кристаллизационным, а поздние с кливажным сдвиговым течением. Протяженность сдвигов от 1-2 до десятков километров. Разномасштабные сдвиги расчленяют комплекс шовной зоны Колмозеро-Воронья и смежных террейнов на ряд крупных и мелких вертикальных или наклонных линз, лезвиеобразных моноклиалей и чешуй. По отношению к простиранию зоны выделяются диагональные и поперечные, а по отношению к смещению крыльев - левые и правые сдвиги (см. рис.3.93а). Наряду с

продольными сдвигами широко развиты поперечные надвиги. Их дугообразные в плане линеаменты пересекают вещественный комплекс зоны и прослеживаются в Мурманском, Кейвском и Центрально-Кольском террейнах. Протяженность надвигов от метров до десятков километров.

Плоскости сместителей надвигов сопровождаются минеральной или морфологической линейностью, трассируются амфиболитовыми, гнейсовыми и сланцевыми бластомилонитами зон вязкого течения вещества, линзами тектонического меланжа, телами гранитоидов и пегматитов. Среди надвигов различаются поперечные, погружающиеся к юго-востоку вдоль зоны Колмозеро-Воронья, и продольные, погружающиеся к юго-западу. Первые имеют региональное распространение, но наиболее распознаваемы на Поросозерском участке (см. рис.3.94). Вторые развиты локально вдоль юго-восточного крыла Лявозерского разлома и отражают "реактивные" тенденции, осложняющие региональные тектонические движения - сдвигание к северо-востоку Лявозерского тектонического клина.

Особое значение в пределах зоны и ее обрамления имеют раздвиги. В соответствии с законом непрерывности сплошной среды горизонтальное сжатие (транспрессия) в условиях сочетания чистого и простого сдвига на одних участках компенсируется условиями растяжения (транстенсия) в других. Этот процесс сопровождается тектоническим течением, выжиманием, нагнетанием вещества в геодинамические убежища и формированием комплементарной сети транспрессивных и транстенсивных структур. Такие ассоциации называются дуплексами сжатия и растяжения. Реализация в зоне широкого диапазона кинематических и геометрических типов транспрессивных структур определила многообразие форм дуплексов растяжения, в которых произошла локализация транстенсивных магматических и жильных камер. В зависимости от связи с кинематическим типом транспрессивной структуры

были сформированы сдвиговые или надвиговые транстенсивные дуплексные формы. Из-за соотношения амплитуд отстояния кулис и сдвига форма дуплексов в плане варьирует от поперечно-линейной к изометричной и до продольно-линейной. По ориентировке относительно простирания зоны среди них различаются продольные, диагональные и поперечные, крутые и пологие, а по составу выполняющего их материала различаются гранодиоритовые, гранитные, пегматитовые, кварцевые и диабазовые их разновидности.

Поросозерский массив гранодиоритов представляется типичной транстенсивной структурой - поперечно-линейным магматическим сдвиговым дуплексом (см. рис.3.91). В плане он имеет изогнутую клиновидную форму, широкой частью (до 5 км) примыкает к Кейвскому разлому и подворачивается в северо-восточном направлении, подчеркивая левосдвиговую компоненту. Массив локализуется по границе пород с различными реологическими свойствами между амфиболитами зоны Колмозеро-Воронья и гранитоидами Центрально-Кольского террейна. Под влиянием левосдвиговой компоненты Западно-Кейвского разрыва с одновременным сжатием со стороны Кейвского террейна на границе комплексов зоны и Центрально-Кольского террейна была сформирована зона "зияния" - потенциальная ловушка для гранодиоритового расплава, выжатого в область пониженных давлений. Расположенный на северо-восточном крыле зоны Лицевский массив турмалиновых гранитов выполняет продольно-линейный магматический надвиговый дуплекс. Массив щелочных гранитов Западных Кейв, с учетом выявленных ранее признаков [Батиева, 1976], можно рассматривать как комбинацию поперечно-линейного магматического дуплекса с элементами продольно-линейного надвигового дуплекса. Среди более мелких структурных форм условий растяжения отмечаются тела пегматитов и кварцевых жил, обильно пронизывающих породы зоны Колмозеро-Воронья и смежных блоков.

3.13.5. Полезные ископаемые

В пределах Колмозеро-Воронинского рудного района известны крупные и уникальные месторождения и проявления редких металлов, золота, молибдена, меди (см. рис.3.91). Геология, минералогия и геохимия рудных объектов района отражена в ряде опубликованных работ [Гордиенко, 1970; Болотов и др.,

1972; Гавриленко, 1982; Белолипецкий и др., 1987; Гордиенко и др., 1987; Афанасьев и др., 1997; Гавриленко, 1997; Гавриленко, Калинин, 1997; Gavrilenko, Dain, 1999; Гавриленко и др., 2000; Gavrilenko, 2001]. Еще в 1950-х годах здесь разведано несколько месторождений, связанных с редкометалльными пегматитами. Наиболее крупные из них (с запада на восток): Охмыльк, Олений хребет, Васин-Мыльк, Полмос, Колмозерское [Афанасьев и др., 1997]. Первые четыре входят в Северо-Западное пегматитовое поле, а Колмозерское - в Южное пегматитовое поле, отстоящее на 45 км к юго-востоку от месторождения Полмос.

Колмозерское месторождение представлено 12-ю сподумен-альбитовыми пегматитовыми жилами в габбро-анортозитах, вскрытых до глубины 260 м. Протяженность рудного поля 3.0 км при мощности 0.2 км. Кроме сподумена, основного носителя Li, присутствуют берилл и колумбит-танталит. Северо-Западное пегматитовое поле зонально. Выделяется четыре типа жил по направлению с юго-востока на северо-запад. Пегматитовые жилы самой южной части (район г.Полмос) характеризуются ярко выраженной зональностью.

Месторождение Полмос состоит из пяти субпараллельных жил переменной мощности от 8 до 30 м при протяженности от 500 до 1000 м. На глубину жилы вскрыты до 470 м, падение жил на юго-запад 25-30°. По составу они существенно кварц-альбит-сподуменовые. Полезные компоненты - Li, Be, Ta, Nb.

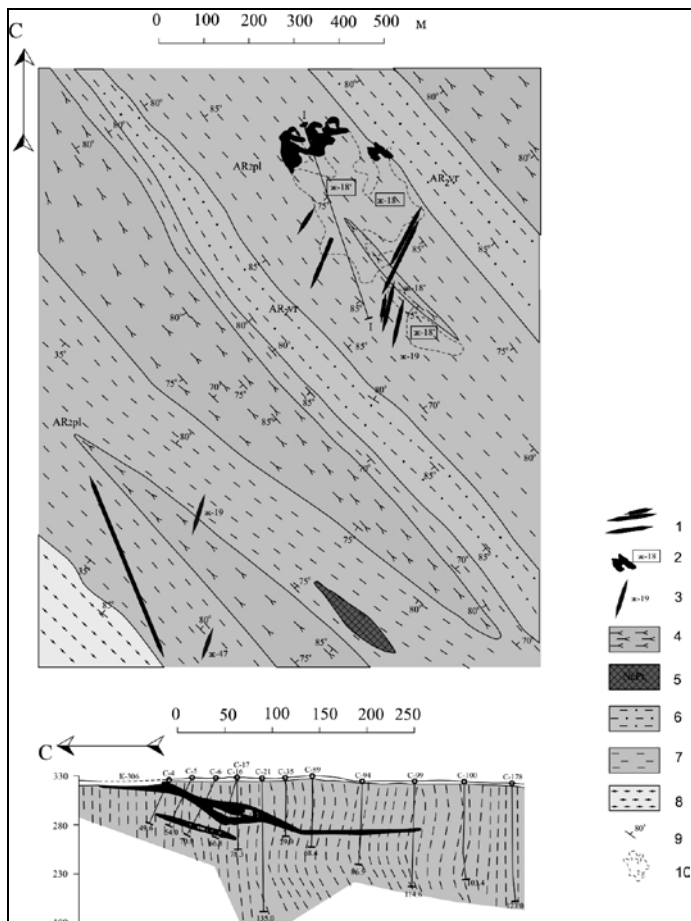


Рис.3.96. Схематическая геологическая карта редкометалльного пегматитового месторождения Васин-Мыльк [Мультимедийный справочник ..., 2001, Д.Р.Зозуля и др.]:
1 - дайки долеритов; 2 - пегматитовые жилы с тантало-цезиево-литиево-бериллиевой минерализацией; 3 - пегматитовые жилы со сподуменовой и бериллиевой минерализацией; 4 - метагаббро; 5 - измененные ультраосновные породы; 6 - метаэффузивы лептитового комплекса (вороньетундровская свита); 7 - амфиболиты (полмостундровская свита); 8 - гранат-биотитовые гнейсы и сланцы (лявозерская свита); 9 - элементы залегания сланцеватости; 10 - контуры пегматитовых тел на глубине

Месторождение Васин-Мыльк (рис.3.96) представлено тремя субпараллельными жилами протяженностью от 70 до 220 м при мощности в среднем 5 м. Жилы пологие с падением на юго-восток 10-30°, вскрыты до 350 м на глубину. Все жилы зональны. Продуктивная ассоциация - лепидолит-альбит-микроклин-сподумен-поллуцитовая. В поллуците сосредоточена основная масса Cs. Полезными компонентами являются также Li, Be, Ta,

километров) линзовидные тела метасоматитов разного минерального состава (хлоритовые, голышквиститовые, биотитовые) несущие значительные запасы редких металлов [Белолипецкий и др., 1987].

В северо-западной части рудного района известны три золоторудных объекта: Оленийское, Няльм-1 и Няльм-2 [Гавриленко, Калинин, 1997]. Все они пространственно приурочены к габбро-

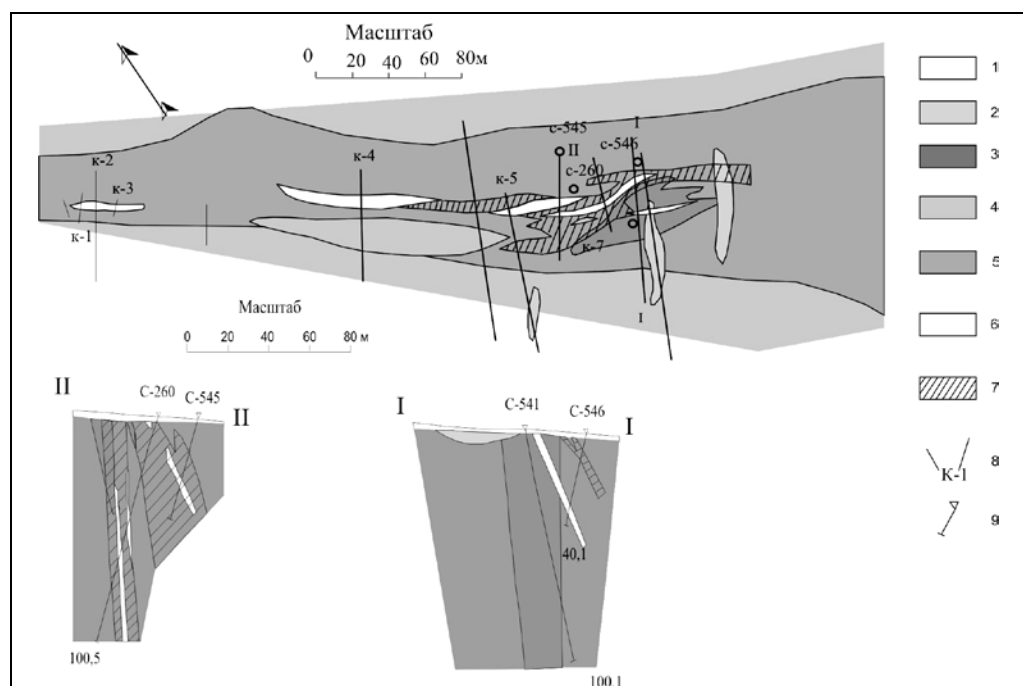


Рис.3.97. Схематическая геологическая карта Оленийского рудопоявления золота [Мультимедийный справочник ..., 2001]:

1 - морена; 2 - пегматитовые жилы; 3 - метагаббро; 4 - глиноземистые плагиосланцы; 5 - амфиболиты, метагаббро-диабазы; 6 - рудные тела; 7 - минерализованные зоны; 8 - каналы; 9 - скважины

Nb. Цезиевое месторождение Васин-Мыльк не имеет аналогов в России и уступает лишь крупнейшему канадскому месторождению Берник-Лейк.

По мнению Ф.М.Ройзенмана [1996], основанному на изучении рудных ореолов, на площади Северо-Западного пегматитового поля возможно открытие нового крупного месторождения редких металлов. На площади редкометалльных пегматитовых полей и за их пределами присутствуют протяженные (до первых

диабазам хр.Оленьего в осевой части структуры, где проходит крупный продольный разлом. На западном фланге хр. Оленьего расположено **Оленийское рудопоявление**. Морфологически оно представляет собой линейный штокверк протяженностью 1,5 км при мощности до 100 м и падении на глубину не менее 100 м, ограниченный с запада меридиональным разломом (рис.3.97). Рудное тело состоит из серии кулисообразных линз, согласных с простираемьем вмещающих ба-

зитов. Последние интенсивно переработаны метасоматическими процессами: биотитизированы, диопсидизированы, хлоритизированы и окварцованы. Оруденелые породы насыщены маломощными кварцевыми жилами и содержат сульфидную минерализацию 3-7 об.%. Минеральный состав оруденения: арсенопирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, самородное золото, электрум, самородное серебро. Пробность золота падает от периферии рудной зоны (900) к центру (500). Золото мелкое, средний размер 0.1-0.3 мм. Форма золотинок комковидная, пластинчатая. Концентрации Au достигают 25 г/т, Ag - 200 г/т. Попутным компонентом может явиться вольфрам (в шеелите). Рудопроявление относится к прожилково-вкрапленному типу мало-сульфидной золото-кварцевой формации.

В 18 км к юго-востоку находится рудопроявление аналогичного типа **Няльм-1**. Рудное тело - линейный штокверк протяженностью 1.8 км при мощности более 20 м. На глубину прослежено до 200 м. Минерализация вкрапленного типа. Содержание сульфидов 3-5 об.%. Преобладают пирротин, арсенопирит, халькопирит. Самородное золото мелкое - 0.01-0.2 мм. Форма выделений комковидная, пробность 900-950.

В 1 км к югу расположено рудопроявление **Няльм-2**, приуроченное к штоку диоритовых порфириров. Интрузия порфириров вытянута в юго-восточном направлении на 1.3 км при мощности 200 м. Рудное тело - штокверк размером 100x45x200 м. Содержание сульфидов 1-2 об.%. Главные рудные минералы: пирротин, арсенопирит, пирит, халькопирит, самородное золото. Пробность золота высокая (950). Рудопроявление относится к золото-кварцевому типу.

Перспективным объектом является **Мо-Си-проявление Пеллапахк** в районе одноименной горы на северо-западе района (рис.3.98). Оно расположено на сочленении двух разломов: меридионального и северо-западного, совпадающего с директивным простиранием структуры зоны Колмозеро-Воронья [Gavrilenko, Dain, 1999]. вмещающие породы пред-

ставлены кианит-серицит-кварцевыми сланцами - метасоматическими образованиями, развивающимися по кварцевым порфирам. Рудная зона имеет протяженность свыше 3 км при ширине выхода до 500-1000 м и падении на глубину 300 м. Рудные тела отвечают линейным штокверкам, круто падающим на северо-восток. Наиболее богатое оруденение приурочено к рудным столбам. Сами руды представляют собой полосчатые метасоматиты фации кислотного выщелачивания с прожилками кварца и сульфидной вкрапленностью. Содержание сульфидов 5-10 об.%. Основную массу составляет пирит (90%). Присутствуют халькопирит, галенит, молибденит, сфалерит, борнит, тетраэдрит, фрейбергит [Болотов и др., 1972; Калинин, 1991; Gavrilenko, Dain, 1999]. Рудопроявление Пеллапахк содержит значительные запасы не только Си и Мо, но также Au и Ag. Содержание благородных металлов в сульфидном концентрате составляет соответственно 2.5 и 200 г/т. Проявление может быть отнесено к медно-порфировой формации.

Повышенные фоновые концентрации Au (0.05 г/т) и Ag (0.35 г/т) выявлены в гранодиоритах Поросозерского массива. В секущих их пегматитах с вкрапленной халькопирит-борнит-магнетитовой минерализацией отмечено 20 г/т Ag и свыше 1000 г/т Вi, на основании чего можно предположить перспективность постмагматических образований Поросозерского массива на золото-серебряное оруденение. В Патчемварекском габбро-анортозитовом массиве М.Н.Петровским выявлены зоны со шлирово-вкрапленным Cu-Ni-сульфидным оруденением, в котором содержание Pd достигает 0.24 г/т, Au - 1.13 г/т и Ag - 2.6 г/т [Gavrilenko и др., 2002].

В пределах западной части рудного района отмечаются небольшие проявления Ni и Cu в гипербазитах, маломощные линзы железистых кварцитов в амфиболитах. Кроме того, выявлен ряд интенсивных геохимических аномалий молибдена, золота, серебра, мышьяка, меди, свинца и цинка, что свидетельствует о

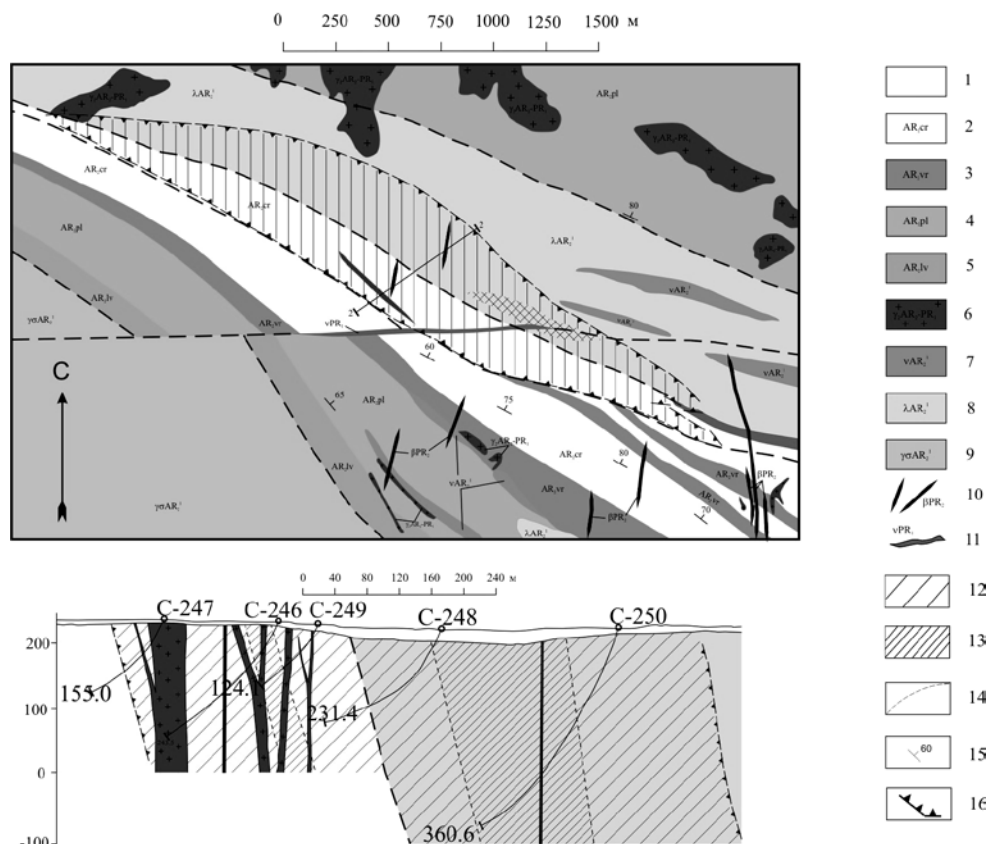


Рис.3.98. Схематическая геологическая карта молибден-медного рудопоявления Пеллапахк [Мультимедийный справочник ..., 2001]:

1 - четвертичные отложения; 2 - биотит-ставролитовые плагиосланцы (червуртская свита); 3 – рассланцованные порфиroidы (вороньятундровская свита); 4 - амфиболиты (полмостундровская свита); 5 - гранат-биотитовые гнейсы и сланцы (лявозерская свита); 6 – плагиомикроклиновые граниты и гранит-пегматиты; 7 - метагаббро; 8 - кварцевые порфиры; 9 – плагиомикроклиновые гнейсо-граниты; 10 - дайки долеритов; 11 - дайки оливиновых габбро; 12 - минерализованная зона; 13 - рудные столбы; 14 - разрывные нарушения; 15 – элементы залегания сланцеватости; 16 - контур рудной зоны

возможности обнаружения на территории района масштабных проявлений цветных и благородных металлов. На юго-востоке района известно Колмозерское проявление облицовочных габбро-лабрадоритов [Жиров, Лащук, 1998].

3.13.6. Перспективы освоения

Горно-промышленный комплекс Мурманской области имеет все необходимые и достаточные условия для вовлечения в эксплуатацию рудных объектов

Колмозеро-Воронинского рудного района. Редкометалльные руды могли бы перерабатываться на предприятиях ОАО "Севредмет" (пос.Ревда); золотые и полиметаллические руды - на комбинате "Североникель" Кольской горно-металлургической компании (г.Мончегорск). Первичное обогащение руд, вероятно, можно проводить на месте, используя переносные обогатительные модули, хорошо зарекомендовавшие себя в сходных по условиям районах Северо-Востока России.

3.14. Кандалакшский рудный район

3.14.1. Административное и географическое положение

В территориальном отношении Кандалакшский рудный район включает часть Апатитского, Кандалакшского и Умбинского административных районов. На его территории расположены города Кандалакша, Полярные Зори, поселки Нива, Африканда и ряд других небольших поселков, а также Кольская атомная электростанция и Нивский каскад ГЭС. По западной части района проходят высоковольтные линии.

Кандалакшский рудный район (№ 14 на рис.2.20) расположен к югу от Мончегорско-Апатитского рудного района и к востоку от шоссе Мурманск - Санкт-Петербург. На юге он ограничен Кандалакшским заливом, а на востоке - примерно по долготе озер Ингозеро и Канозеро и р.Умба. Площадь района около 5.5 тыс. км².

В западной части через район проходит шоссе и железная дорога Мурманск - Санкт-Петербург. На юге района от г.Кандалакши до пос.Умбы имеется асфальтированное шоссе, а в восточной части от пос.Октябрьский до пос.Умбы - грунтовая дорога.

В пределах Кандалакшского рудного района имеется широкий спектр морфоструктур и морфоскульптур (см. рис.2.19). Юго-западная часть района представлена глыбовыми возвышенностями с денудационно-тектоническим рельефом (Колвицкие, Кандалакшские и Плес тундры) с большим количеством высотных отметок 350-600 м. Максимальная высотная отметка 785 м (г.Баранья Иволга). В восточной части района преобладает структурно-денудационный рельеф, представленный слабонаклонными цокольными равнинами с высотными отметками, варьирующими от 150 до 350 м - в основном неглубоко врезанными сглаженными увалистыми формами слаборасчлененных равнин.

Северная часть района представляет в основном депрессию с высотными от-

метками 150-200 м со слабонаклонным структурно-денудационным рельефом, т.е. сглаженными увалистыми формами слаборасчлененных равнин.

В северной и восточной частях района широко развиты друмлины, а в восточной части - еще камы и озы, которые в совокупности формируют холмистый рельеф морены.

На территории района расположены Колвицкое озеро, Канозеро, Мунозеро, Ингозеро и большое количество мелких озер, ручьев и речек, приуроченных к северной и восточной депрессиям. С севера на юг протекают две большие реки - Нива и Умба.

3.14.2. Геологическое строение

Кандалакшский рудный район расположен в восточной части Ёнского сегмента Беломорского составного террейна [*Geology of ...*, 1995] или БПП (Беломорского подвижного пояса) южнее Беломорско-Лапландского тектонического шва (сутуры), который разделяет две крупных геотектонических структуры северо-восточной части Балтийского щита - Кольский и Беломорский домены (составные террейны) (рис.3.9).

Территория Кандалакшского рудного района включает несколько структур, разных по возрасту и по геодинамической эволюции (рис.3.99): 1) фрагмент шовной (сутурной) Лапландско-Беломорской зоны позднекембрийского возраста; 2) северо-восточную часть Беломорского террейна, в котором есть фрагменты позднеархейских зеленокаменных поясов и их фундамента (комплекса основания); 3) фрагменты супракрустальных и интрузивных образований и структур Лапландского Гранулитового пояса, как реперы разных этапов раннепротерозойской активизации региона; 4) фрагменты структур позднего этапа развития Имандра-Варзугского палеорифтогена; 5) интрузивные массивы палеозойского этапа активизации.

Северо-восточную часть Беломорс-

кого террейна, в котором есть фрагменты позднеархейских зеленокаменных поясов и их фундамента (комплекса основания), можно разделить на две структуры: 1) в западной части района выделяется восточное продолжение Ёнского зеленокаменного пояса в ассоциации с фрагментами структур комплекса основания; 2) в северо-восточной части района выделяется Ингозерский блок-антиклинорий и Мунозерский купол (Мунозерский блок), который на востоке переходит в Томингскую антиформу.

Структурный план западного фрагмента структуры в основном субширотный и обусловлен чередованием фрагментов структур, сложенных реликтами супракрустальных образований зеленокаменных поясов или породами ёнского комплекса восточного фланга Ёнского зеленокаменного пояса и породами комплекса основания, претерпевшими значительные структурно-вещественные преобразования в многочисленных и разноориентированных зонах вязких пластических сдвигов. Преобладающими породами в этой части являются биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы и пластообразные тела амфиболитов с редкими линзами "метакоматиитов". Более детальное описание состава пород приведено в разделе 3.3.

Конкордантный U-Pb-возраст магматического циркона из гнейсов по риодацитам восточного фланга Ёнского зеленокаменного пояса - 2778 ± 4 млн лет [Пожиленко и др., 1995, 2000]. Модельный Sm-Nd-возраст их протолита 2765 млн лет при $\epsilon_{Nd} +2.3$ [Timmerman, Daly, 1995].

Восточный фрагмент структуры - Мунозерский купол, расположенный восточнее Ингозерского блок-антиклинория. Центральная часть его сложена гранито-гнейсами и гранитоидами позднеархейского возраста. Он является структурой, претерпевшей ремобилизацию в позднем архее и коллизионные процессы в раннем протерозое. В обрамлении он перекрыт супракрустальными породами верхнего архея, среди которых наиболее узнаваемы метаморфизованные вулканогенно-

осадочные породы арваренчской свиты верхнего архея, представленные в основном разнообразными гнейсами, и гнейсо-амфиболитовые толщи пялочной свиты [Геологическая карта ..., 1996]. На востоке Мунозерский купол находится в комплементарной связи с Томингской антиформой. Там за счет надвига сдвоен разрез структурно конкордантно залегающих метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород томингской серии и верхнеархейских пород арваренчской и пялочной свит, слагающих восточную часть Мунозерского купола [Докембрийская тектоника ..., 1992; Объяснительная записка ..., 1994; Геологическая карта ..., 1996].

Фрагмент шовной (сутурной) Лапландско-Беломорской унаследованной зоны, пережившей активный этап эндогенной активизации в поздне Svecofennicкое время, как структурный элемент рассматривается в разделе 3.10. Наиболее крупным структурным элементом второго ранга в нем является фрагмент позднеархейского Вочеламбинского зеленокаменного пояса [Вочеламбинский ..., 1991; Кислицын, 2001].

К фрагментам супракрустальных и интрузивных образований и структур Лапландского Гранулитового пояса (как реперов разных этапов раннепротерозойской активизации региона) относятся: 1) Кандалакшско-Колвицкий гетерогенный фрагмент Лапландского Гранулитового пояса как аллохтон поздне Svecofennicкого возраста и 2) фрагмент метаморфизованных супракрустальных образований сумийского автохтона.

Кандалакшско-Колвицкий фрагмент Лапландского Гранулитового пояса представлен группой тектонических пластин [Балаганский, 2002]. В западной части фрагмента в районе Кандалакшских тундр тектонические пластины метагаббро-анортозитов и вышележащих основных и средних гранулитов залегают почти субгоризонтально, а в районе Колвицких тундр полого падают на северо-восток и восток (рис.3.100). В том и другом случае метагаббро-анортозиты, а также гранулиты основного и среднего

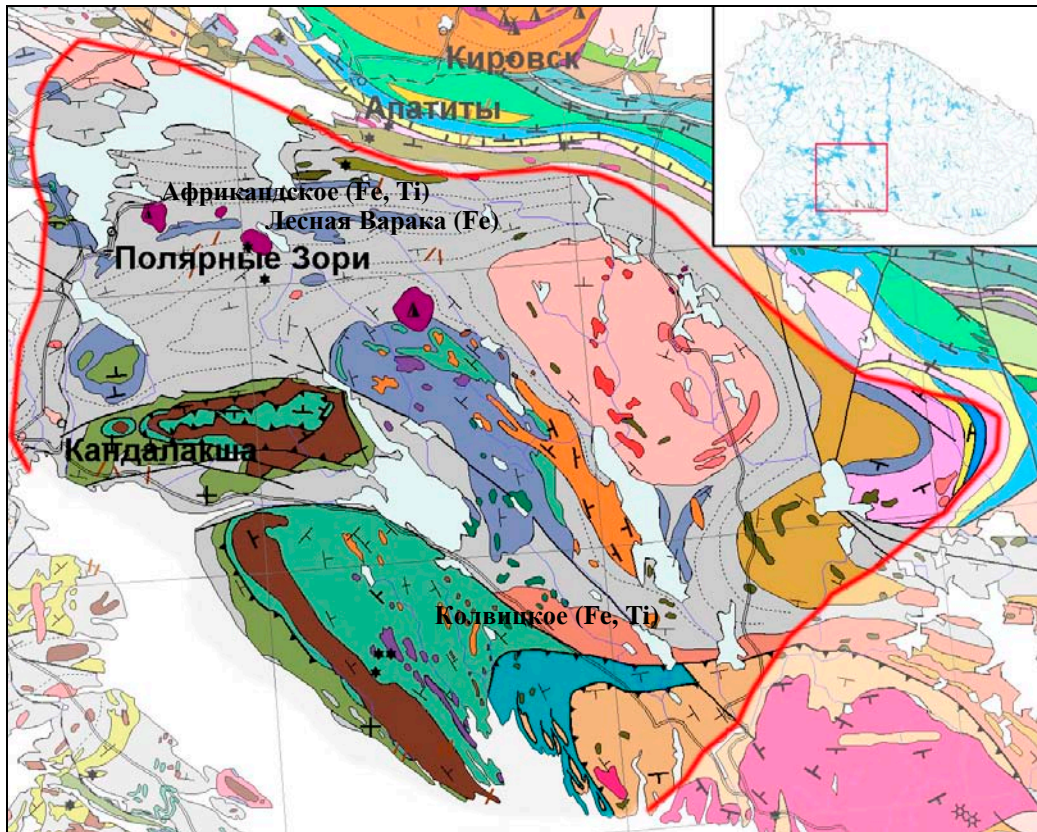


Рис.3.99. Кандалакшский рудный район (основные элементы легенды – см. Приложение 2)

состава, слагающие аллохтонные пластины, имеют автономные структуры, которые дискордантны по отношению к границам пластин.

На Кандалакшском участке расчлененность в габбро-анортозитах падает к северу. Также наращивается и разрез. Подошва и кровля пластины, а также линейность и шарниры асимметричных складок погружаются по азимуту 90-120° под углом 7-15°. В кристаллических сланцах, залегающих на габбро-анортозитах, более ранняя слацеватость также дискордантна по отношению к подошве пластины и падает в северных румбах.

На Колвицком участке сланцеватость в породах падает в основном на северо-восток, а границы крупных геологических тел полого погружаются вначале на северо-восток и восток, а на глубине - на юго-восток. На участке можно выделить пять крупных геологических тел, ограниченных разломами ("снизу-вверх" или по направлению на восток-юго-восток):

1. Метагаббро-анортозиты Кандалакшского массива и Колвицкого массива с возрастом 2450 ± 10 млн лет [Митрофанов и др., 1993];

2. Гранулиты основного и среднего состава, представленные двупироксеновыми, гранат-диопсидовыми и другими полевошпатовыми кристаллическими сланцами;

3. Диафориты по гранулитам основного и среднего состава - биотитизированные, амфиболитизированные, микроклинитизированные и другие кристаллические сланцы, в которых гиперстен встречается редко, как реликтовый минерал;

4. Гранулиты основного и кислого состава, слагающие зону тектонического меланжа умбинских и порьегубских гранулитов [Балаганский и др., 1986], которая рассматривается как мощная тектоническая зона или зона Порьегубского надвига, где установлено наиболее интенсивное чешуирование и где кислые гранулиты надвинуты на основные гранулиты. Эта зона достоверно картируется

по данным аэроэлектроразведки [Любавин и др., 1999, 2000].

5. Глиноземистые гнейсы (биотит-гранатовые и др.) и кислые гранулиты Умбинского блока или умбинские парагранулиты, модельный Sm-Nd-возраст которых лежит в интервале 2.12-2.45 млн лет [Балаганский и др., 1998].

Автохтоном можно считать кандалакшскую толщу, отнесенную к сумию и сложенную метаморфизованными базальтами (гранатовыми и полевошпатовыми диопсидсодержащими амфиболитами) с прослоями метаандезитов (амфиболовых гнейсов). В Кандалакшско-Колвицком фрагменте на кандалакшскую толщу налегают пластины габбро-анортозитов. В районе Колвицкого участка в основании толщи, падающей к северо-востоку, установлены базальные конгломераты, залегающие на верхнеархейских породах комплекса основания [Объяснительная записка ..., 1994; Геологическая карта ..., 1996]. U-Pb-возраст метаандезитов кандалакшской толщи из района г.Окадьева 2467 ± 3 млн лет [Балаганский и др., 1998б].

За пределами Кандалакшско-Колвицкого фрагмента кандалакшская толща полого залегает на вершинах гор Плестундры, Лысой и Бабинской Имандры [Геологическая карта ..., 1996].

К фрагментам структур позднего этапа развития Имандра-Варзугского палеорифтогена относится Томингская структура, сложенная нижнепротерозойскими вулканогенно-осадочными породами томингской серии калевия [Имандра-Варзугская ..., 1982] Это - толщи переслаивания андезитовых и базальтовых порфиритов, туфов, алевропелитовых сланцев и филлитов, а также песчаников, сланцев с линзами карбонатных пород и кварцитов. В Томингской антиформе разрез томингской серии тектонически сдвоен с разрезом арваренчской свиты. Антиформа прекрасно картируется по данным аэроэлектроразведки [Любавин и др., 1999, 2000]. Более детально ее строение и состав пород описаны в разделе 3.11.

Палеозойский этап активизации в пределах района проявился формирова-

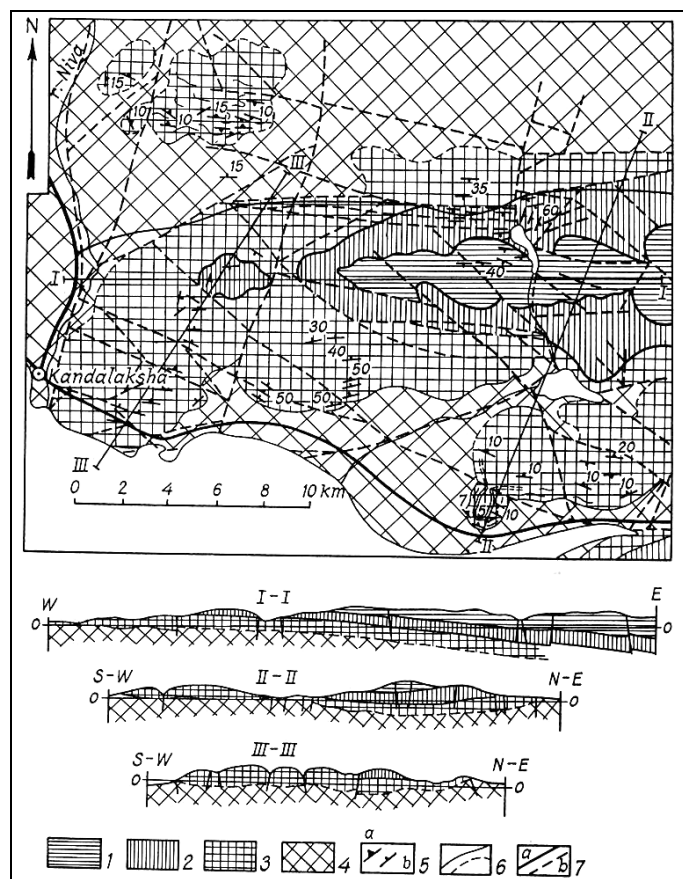


Рис.3.100. Схема геологического строения Кандалакшского фрагмента Кандалакшско-Кольвиной ветви ЛПП:

1 - гранат-амфибол-пироксеновые и гранат-дупироксеновые гранулиты и диафториты по ним; 2 - интенсивно рассланцованные и диафторированные метагаббро-анортозиты; 3 - слоистые гранат-(+/-клинопироксен)-полевошпатовые амфиболиты с пластиками и толщами неяснополосчатых биотит-амфиболовых гнейсов; 4 - биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, мигматиты и гранато-гнейсы с реликтовыми телами амфиболитов; 5 - первичная (а) и вторичная (б) сланцеватость и полосчатость. 6 - установленные и предполагаемые геологические границы; 7 - надвиги (а) и субвертикальные разломы (б)

нием многочисленных даек (особенно в западной части Кандалакшского залива, на Турьем полуострове), трубок взрыва (на Терском побережье) и нескольких интрузивов ультраосновных-щелочных пород - Африкандский, Нива, Лесная Варака, Озерная Варака, Салмогорский [Каледонский ..., 1965; Булах, Иванников, 1984; Ветрин, Калинин, 1992; Калинин и др., 1993].

3.14.3. Тектоника

и глубинное строение

В настоящее время существует несколько вариантов интерпретации геотектонических условий и возраста формирования и преобразования субстрата пород Лапландского гранулитового пояса (ЛПП). Главные из них перечислены в разделе 3.2.

Беломорский террейн рассматривается в последнее время как Беломорский подвижный пояс (БПП) [Беломорский подвижный ..., 1997]. Многие вопросы геологии БПП до сих пор вызывают дискуссии. В обобщенном виде они были рассмотрены в разделе 3.3.

Состав толщ и геологических тел, слагающих Беломорский террейн в пределах Кандалакшского рудного района, довольно прост. На протяжении десятков и сотен километров по простиранию он обусловлен количественно варьирующими соотношениями разнообразных гнейсов, амфиболитов и мигматитов по ним. Это обстоятельство осложняет возможность интерпретации геофизических данных.

От р.Чуна до р.Канда геофизический профиль I-EВ [Сейсмогеологическая ..., 1998] проходит по авто-

дороге Мурманск-Санкт-Петербург - по западной границе Кандалакшского рудного района. Он пересекает, как было отмечено выше, образования Ёнского сегмента Беломорского террейна, представленные позднеархейскими мигматизированными гранитами и тоналитами с возрастом 2.8-2.7 млн лет, породами комплекса основания и супракрустальными

породами верхне-архейского ёнского комплекса. Последние представлены слоистыми биотитовыми, амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, разнообразными амфиболитами с незначительным количеством метакоматиитов [Объяснительная записка ..., 1994]. Образование комплекса основания не имеют протяженных геологических границ, обусловленных разным вещественным составом, в то время как тела амфиболитов в ёнском комплексе могут достигать мощности нескольких сотен метров и простираться на десятки километров. В пределах профиля образования ёнского комплекса слагают только килевые части структур, погружающихся до глубины не более 2-3 км.

На сейсмогеологическом разрезе [Сейсмогеологическая ..., 1998, рис.4.15] на глубине 10-17 км в пределах Ёнского сегмента выделяются субгоризонтальные и пологопадающие к югу зоны, которые можно интерпретировать как зоны вязких тектонических потоков (shear zones). Крутопадающие разрывные нарушения выделяются достаточно условно.

На участке от Широкой Салмы до р.Канды на глубине 3-10 км выделяются линейные области сгущения отражающих площадок и участки довольно однородного строения. Возможно, однородные области можно сопоставлять с зонами гранитизации. Линейные зоны сгущения, вероятно, могут быть обусловлены либо зонами интенсивной глубинной бластомилонитизации довольно однородного субстрата комплекса основания, либо реликтами более ранних (3.0-2.9 млн лет) слоистых пород, вовлеченных в поднадвиговые области. Как было отмечено ранее, крутоориентированные разломы здесь проявлены слабо, тогда как разноориентированные и разной мощности зоны пластических сдвигов развиты повсеместно.

Таким образом, в результате проведенного комплексного анализа геологических и геофизических данных устанавливается сложное линзовидно-пластинчатое строение верхней части земной коры до глубины 15-20 км. Роль

вертикальных разломов имеет подчиненное значение. Сейсмические границы имеют преимущественно физическую природу и в редких случаях согласуются с положением геологических границ.

В интервале от р.Чуна до р.Канда (Ёнский сегмент Беломорского террейна) наблюдается монотонное понижение удельного сопротивления пород на глубине 10 км и уменьшение гравитационного поля. При этом электрический разрез имеет весьма монотонный характер без очевидных проявлений горизонтальной электрической неоднородности пород. Общее снижение сопротивления земной коры к югу до значений $2 \cdot 10^4$ Ом·м на глубине 10 км может быть объяснено либо изменением состава, либо увеличением степени разуплотнения пород земной коры и соответствующим увеличением содержания флюидов.

Практически никаким образом не выделяется по структуре волнового поля Кандалакшский рифт. Ёнский сегмент, а также северная и южная части Чупинского сегмента различаются по пространственному положению волновых пакетов, что может являться отражением структурной организации этих сегментов. В пределах всего Беломорского террейна наблюдается чередование пологозалегающих отражающих волновых пакетов и зон с монотонным волновым полем, а также наличие больших участков и блоков с монотонным волновым полем, представленных, вероятно, гранитоидами. Кроме того, в пределах всей исследуемой территории выявляется большое количество разноориентированных крутопадающих разломов. Их возраст моложе, чем возраст пологопадающих разрывных нарушений, и роль в формировании структуры также значительна.

Умбинский блок надвинут на Колвицкий по Порьегубскому разлому, причём пакет тектонических пластин, сложенных породами Кандалакшского, Колвицкого и Умбинского фрагментов Лапландского Гранулитового пояса, полого ($7-15^\circ$) погружается на юго-восток. В зоне Порьегубского разлома (тектоническо-

го меланжа) отмечены фрагменты пород Беломорского террейна [Балаганский, 2002].

Ингозерская блок-антиклинорная структура расположена в северо-восточной части района. Центральная часть сложена в основном гранитами и гранито-гнейсами. С востока она ограничена Мунозерским куполом (антиформой?).

3.14.4. Стратиграфия

Стратиграфия Кандалакшского рудного района достаточно условна, так как в его пределах отсутствуют хорошо стратифицируемые разрезы и ясные взаимоотношения между толщами разного состава. Район сложен на 40% породами, которые выделены в ранге комплекса основания позднеархейского возраста [Объяснительная записка ..., 1994; Геологическая карта ..., 1996]. Среди пород комплекса основания выделены фрагменты (реликты?) структур, сложенные гнейсами и амфиболитами (вероятно, по вулканитам основного, среднего и кислого состава), которые являются аналогами пялочной свиты, ёнского комплекса и сергозерской свиты в составе кольско-беломорского нестратифицированного комплекса верхнего архея.

К стратифицируемым образованиям верхнего архея отнесены гнейсовые толщи, выделенные в ранге арваренчской свиты, залегающей в северо-восточной части Кандалакшского рудного района в южном обрамлении Имандра-Варзугской структуры.

В составе нижнепротерозойского комплекса выделены кандалакшская толща и томингская серия. Кандалакшская толща отнесена к сумийским образованиям, так как ее U-Pb-возраст 2467 ± 3 млн лет [Балаганский и др., 1998], а томингская серия - к калевийским образованиям нижнего протерозоя.

Гранулиты рассматриваются как породы неопределенного возраста и генезиса. Модельный Sm-Nd-возраст их протолитов палеопротерозойский. По последним данным, кислые гранулиты Умбинского блока считаются палеопротерозойскими долюдиковийскими метаоса-

дочными образованиями [Балаганский, 2002].

3.14.5. Интрузивные породы

Относительная последовательность интрузивных пород выявлена в основном по геологическим данным с учетом небольшого числа значений геохронологического возраста для ряда интрузивных тел [Объяснительная записка ..., 1994; Геологическая карта ..., 1996].

К самым ранним позднеархейским интрузивным образованиям отнесены гранитоиды (плагиограниты, плагиомикроклинсодержащие граниты, гранито-гнейсы и мигматиты) ингозерского комплекса. Они слагают центральную и основную часть Ингозерского блок-антиклинория размером 40×70 км. В составе более молодых позднеархейских интрузивных пород, секущих породы ингозерского комплекса, выделены многочисленные небольшие по размерам массивы плагиомикроклиновых плагиогранитов и лейкогранитов.

К раннепротерозойским интрузивным образованиям неопределенного возраста отнесены мелкие массивы норитов, габброноритов и вебстеритов среди гранулитов Кандалакшско-Колвицкого фрагмента ЛГП [Эндогенные режимы ..., 1991] и габбро-амфиболиты неопределенного возраста и неопределенной формационной принадлежности, расположенные среди гранитоидов ингозерского комплекса и среди пород комплекса основания.

Более достоверно к раннепротерозойским интрузивным образованиям относятся мелкие массивы лерцолитов и габброноритов типа алакурттинского комплекса, залегающие среди гранулитов колвицкого фрагмента ЛГП, а также метагаббро-анортозиты Кандалакшского и Колвицкого массивов с возрастом 2450 ± 10 млн лет [Митрофанов и др., 1993]. U-Pb-возраст дайки метагаббропорфиритов, секущей метагаббро-анортозиты, 2433 ± 10 млн лет [Балаганский и др., 1998]. Кандалакшский массив габбро-анортозитов залегает в виде пологопа-

дающей на юго-восток тектонической пластины с дискордантными по отношению к границе тела первичными структурными элементами. Расслоенность в массиве наклонена в основном к северу под углами 35-50°. По характеру слоистости также к северу обращена направленность кристаллизации (низ-верх) пород в массиве.

К этой же возрастной группе отнесены мелкие массивы габбро, перцолитов и вебстеритов (коррелируемые с массивом Застейд-П), расположенные компактной группой юго-восточнее Колвицкого озера, а также массивы клинопироксенитов и верлитов порьегубского комплекса, расположенные в зоне северо-западного простирания среди гранулитов Колвицкого фрагмента ЛГП [Эндогенные режимы ..., 1991].

К раннепротерозойским интрузивам отнесен ряд мелких массивов и Канозерский массив, сложенные субщелочными гранитами канозерского комплекса. Мелкие массивы встречаются как в гранулитах Колвицкого фрагмента ЛГП и за его пределами, а крупный Канозерский плутон расположен западнее оз.Канозеро на границе Умбинского и Ингозерского блоков. Ранее этот комплекс включался вместе со щелочными гранитами Кейв в единую сумийскую формацию щелочных гранитов и граносиенитов [Батиева, 1976, Эндогенные режимы ..., 1991]. После получения позднерхейских датировок щелочных гранитов Кейв [Бауанова et al., 1999; Zozulya et al., 1999; Баянова и др., 1999] эта корреляция стала некорректной. Возраст субщелочных гранитов Кандалакшского рудного района остается пока проблематичным, поскольку для них получены различные Rb-Sr-датировки от 2217 до 2350 млн лет с ошибкой $\pm(35-70)$ млн лет [Эндогенные режимы ..., 1991; Каталог ..., 2002].

К самым молодым образованиям раннего протерозоя относятся эндербиты, чарнокиты и граниты умбинского комплекса [Виноградов, Виноградова, 1975]. U-Pb-возраст кварцевых диоритов и монцодиоритов эндербитовой серии (первой фазы) равен 1944 ± 19 млн лет [Kislitsyn et

al., 1999]. U-Pb-возраст гранодиоритов чарнокитовой серии (второй фазы) 1912 ± 8 млн лет [Alekseev et al., 1997; Glebovitsky et al., 2001]. В них содержатся ксенолиты умбинских кислых гранулитов и гнейсов.

Не исключено, что близкий к умбинским гранитам возраст имеют плагиомиоклиновые граниты небольших массивов, прорывающие Ингозерский гранитоидный комплекс и расположенные вдоль р.Умба.

Палеозойский магматизм в Кандалакшском рудном районе проявился формированием огромного количества даек щелочных пикритов, меланефелинитов, щелочных пород и карбонатитов [Булах, Иванников, 1984; Ветрин, Калинин, 1992]. Кроме этого, среди верхнерхейских пород комплекса основания выявлено три мелких интрузии в северной части Ингозера и пять более крупных массивов ультраосновных-щелочных пород (перечислены по степени увеличения размеров от 1 до 30 км²) - Нива, Озерная Варака, Африкандский, Лесная Варака и Салмагорский [Каледонский ..., 1965; Arzamastsev, 1994]. С массивами Африканда и Лесная Варака связаны титаномагнетитовые и перовскит-титаномагнетитовые руды [Юдин, 1987].

Массив Озерная Варака площадью около 1 км² сложен в основном ийолитами и мелилитолами. Rb-Sr-возраст пород массива укладывается в интервал 369-376 млн лет [Kramm et al., 1993].

Африкандский массив залегает в гнейсах и амфиболитах беломорской серии архея, фенитизированных в экзоконтакте, имеет общее центриклинальное падение слагающих его пород. Площадь массива 6.4 км². Массив принадлежит к формации щелочно-ультраосновных интрузий центрального типа [Каледонский ..., 1965; Arzamastsev, 1994]. Внутренняя часть массива сложена крупнозернистыми и пегматоидными рудными пироксенитами. Формирование пироксенитов относится к наиболее раннему (гипербазитовому) этапу. Rb-Sr-возраст клинопироксенита 364 ± 3 млн лет [Kramm et al., 1993]. В центре массива сохранились

оливиниты и мелилитовые перидотиты (1-я фаза гипербазитового этапа). Здесь же локализуются жильные пегматиты своеобразного состава: магнетит, перовскит, нефелин, шорломит, пироксен. По количеству перовскита (15-48%, в среднем - 36%) они также являются рудами [Мультимедийный справочник ..., 2001].

Внутренняя зона оруденелых пород окружена мелкозернистыми пироксенитами и слюдяно-пироксеновыми породами, часто с апатитом. Самая внешняя зона массива представлена нефелин-пироксеновыми породами (нефелинизированными пироксенитами). Плутон пересекается мелкими дайками ийолитов и ийолит-пегматитов.

Массив Лесная Варака площадью около 9.5 км² расположен в 4.5 км к юго-востоку от ст.Хабозеро. Он имеет концентрически-зональное строение [Arzamastsev, 1994; Арзамасцев и др., 1996]. Центральная часть (85-90%) его сложена неоднородными оруденелыми оливинитами, а юго-западная периферийная - пироксенитами. Массив прорван многочисленными дайками и жилами ийолитов, ийолитов-пегматитов, тингуаитов, щелочных и канкринитовых сиенитов и т.д.

Салмагорский массив округлой в плане формы и площадью около 25.6 км² расположен почти в центре Кандалакшского рудного района [Мультимедийный справочник ..., 2001, Афанасьев]. Массив многофазный с концентрически зональным строением и центриклинальным падением пород [Arzamastsev, 1994; Арзамасцев и др., 1996]. В центральной части массива выявлено тело уртитов неправильной формы площадью 0.2 км². Здесь же в центре массива располагаются эгириниты и апатит-эгириновые породы, с которыми и связано медно-apatитовое рудопроявление [Korobeinikov et al., 1998]. Большая часть массива (около 12 км²) сложена ийолитами, среди которых встречаются линзы мельтейгитов и мелилитолитов, оливинитов и карбонатитов, а в контакте с оливинитами развиты турьяиты. Помимо обычных оливинитов, содержащих 5-10% титаномагнетита и перовскита, в массиве известны залежи

рудных оливинитов, содержащих 30-40% перовскита и титаномагнетита. Обе фации оливинитов связаны постепенными переходами. Общая площадь, занимаемая гипербазитами, составляет около 13 км². В ультраосновных и щелочных породах встречены разноориентированные жилы нефелиновых пегматитов. Маломощные жилы от нескольких миллиметров до 2-5 м сложены кальцитовыми и кальцит-анкеритовыми разновидностями с магнетитом, пиритом, цирконом, пироксеном, титанитом, апатитом. Встречаются также дайки перидотитов, пироксенитов, ийолитов и пикритов. Вокруг массива развит ореол фенилизированных гнейсов шириной до 1.5 км. Rb-Sr-возраст клинопироксенитов массива 370±6 млн лет [Gogol, Delenitsin, 1999].

Массив Нива открыт в 1998 году. Он расположен в 8 км к северо-западу от г.Полярные Зори у оз.Бабинская Имандра. Rb-Sr-возраст агапитовых сиенитов этого массива 379±21 млн лет, а Sm-Nd-возраст их 383±58 млн лет [Арзамасцев и др., 1999; Arzamastsev et al., 2000].

К палеозойским интрузивным образованиям отнесена трубка взрыва, выявленная примерно в 3 км к западу от Салмагорского массива.

3.14.6. Полезные ископаемые

Комплексные перовскит-титаномагнетитовые и перовскито-магнетитовые руды известны в Салмагорском массиве, титано-магнетитовые и перовскито-титаномагнетитовые руды приурочены к массивам Африканда и Лесная Варака [Минеральные ..., 1981; Юдин, 1987; Афанасьев и др., 1997].

Наиболее перспективным является **Африкандское месторождение** титанредкоземельного типа. Оно открыто в 1935 г. и разведывалось дважды. Площадь месторождения - 0.77 км², и приурочено оно к небольшой возвышенности с относительными превышениями 100-200 м. Границы рудной зоны с вмещающими пироксенитами расплывчатые, постепенные. Рудное тело имеет трубообразную форму, приурочено к централь-

ной части массива и сложено крупнозернистыми оруденелыми оливинитами. Основные петрографические типы руд представлены крупнозернистыми пироксенитами (более 50%), амфиболизированными пироксенитами (21%), реликтовыми блоками рудных оливинитов (9%), а также рудными щелочными пегматитами (12%). Максимальное содержание рудных минералов свойственно блокам рудных оливинитов. Содержание Fe в них составляет в среднем 18%; TiO_2 (связанного с перовскитом) - 15%, а с титаномагнетитом - 3.4%. Руды помимо перовскита (19-31%) и титаномагнетита (22-35%) содержат оливин, пироксен, слюды, хлорит и кальцит. Содержание TiO_2 в перовскитовом концентрате II сорта составляет 43.1%, а I сорта - от 51.2 до 54.2%. Помимо титана могут извлекаться ниобий, тантал и редкие земли [Минеральные ..., 1981].

Месторождения титано-магнетитовых руд приурочены к массивам клинопироксенит-верлитов порьегубского комплекса в гранулитах Колвицкого фрагмента ЛГП. Линзовидные и пластово-линзовидные тела массивов вытянуты в северо-западном (320°) направлении с огласно сланцеватости метаморфизованных габброноритов и габбро-лабрадоритов и общей региональной структуре этого тектонического блока. Склонение тел северо-западное под углом 70°. Размеры большинства интрузивов по простиранию составляют 0.2-1.0 км. Наиболее крупными рудоносными массивами Колвицкого участка являются Центральный (длина 4 и ширина 1 км), вмещающий месторождение, и Юго-Западный (0.9 и 0.2 км), расположенные в 1.5 км друг от друга. Оба интрузива представляют собой гигантские брекчии. Они насыщены ксенолитами вмещающих основных пород - метаморфизованных габбро, габбро-лабрадоритов и габброноритов, относимых к производным ультраосновной магмы, сингенетичным клинопироксенитам и верлитам. Титаномагнетитовые руды, пространственно и генетически связанные с обоими массивами, представлены жильными образованиями,

группирующимися в линейные зоны северо-западного простирания. Рудные жилы насыщены ксенолитами ультраосновных и вмещающих их пород. Контакты жил с вмещающими породами резкие. Руды в контакте мелкозернистые. На контакте развиты реакционные каймы шириной 1.0-2.4 см, сложенные гранатом, амфиболом и хлоритом. Руды хорошо фиксируются магнитными аномалиями. Дифференцированность магнитного поля отражает внутреннее строение рудной зоны. Количество титаномагнетита и ильменита в рудных зонах колеблется в пределах 45-95% при постоянном химическом составе титаномагнетита (Ti около 5.5%, V около 0.5%). В неизменных рудах содержание Ti - 5.4-7.8%, V - 0.15-0.35% [Минеральные ..., 1981; Юдин, 1987].

Колвицкое месторождение (рис. 3.101) титаномагнетитовых с ванадием руд приурочено к Центральному массиву клинопироксенит-верлитовой формации, расположенных на северо-восточном склоне Колвицких тундр и прослеженных от Порьей губы Кандалакшского залива на юго-востоке до Колвицкого озера на северо-западе [Мультимедийный справочник ..., 2001].

Здесь рудная зона образована серией сближенных параллельных титаномагнетитовых жил, тяготеющих к эндоконтактной северо-восточной части тела. Она прослежена по простиранию на 2.6 км при ширине 0.15-0.35 км. Простирание рудных жил северо-западное - 320-330°, падение юго-западное под углом 60-80°. Мощность жил колеблется от 0.5 до 30 м и в раздувах достигает 70 м, составляя в среднем 13.3 м. Длина их изменяется от 40 до 900-1500 м. Жилы имеют пластовую и линзовидную форму с многочисленными апофизами. Видимо, рудная зона и отдельные жилы уходят на большую глубину. По простиранию рудной зоны наблюдается слабая дифференциация состава руд. В ее юго-восточной части жилы в основном сложены вкрапленными рудами, а в северо-западной - сплошными. Эта закономерность может быть обусловлена как первичной диффе-

выделения и гнезда пирротина, халькопирита, флогопита и титаномагнетита. Мощность зон апатит-эгириновых пород колеблется от 42.1 до 126.4 м, протяженность - до 1.2 км, содержание P_2O_5 - от 4.09 до 6.01% при среднем содержании 5.21%. Среднее содержание меди составляет 0.33% [Мультимедийный ..., 2001].

В районе известны Pb-Zn-рудопроявления, связанные с полиметаллическими жилами, расположенными в районе о.Медвежий и губы Порьей Кандалакшского залива [Федотова, 1990]. Особенности состава этих жил, в отличие от печенгских, является присутствие в них в заметных количествах аргента и самородного серебра, а также развитие большого количества кальцита (до 50-95% объема жил). Состав жил Кандалакшского побережья меняется в региональном плане с запада на восток. Существенно кальцитовые жилы со Pb-Zn-руденением сменяются кальцит-флюоритовыми с небольшим содержанием сульфидов, затем - кварц-аметистовыми с редкой вкрапленностью халькопирита (мыс Корабль Терского берега) и далее на восток - баритовыми жилами.

Магнезиальные и маложелезистые оливиновые концентраты из руд массива Лесная Варака могут использоваться для получения огнеупоров [Кононов, 1994]. В производстве электрокерамических изделий может использоваться сунгулит сунгулитовых жил, залегающих в массиве Лесная Варака.

Как облицовочный материал используются умбинские граниты Кузре-

ченского месторождения и могут использоваться кандалакшские белые анортозиты, габбро-анортозиты и бластомилониты по ним. В качестве строительного материала могут применяться плотные интрузивные породы: камень на щебень, гравий, песок, песчано-гравийные ледниковые отложения, глины долин рек Канды и Варзуги и т.д.

3.14.7. Степень освоения и перспективы

Полезные ископаемые Кандалакшского рудного района слабо освоены.

Наиболее перспективное месторождение – Африкандское по запасам титана крупнейшее в России. Там проведен большой объем разведочных работ, опытные работы по добыче руд открытым карьером и обогащению на обогатительной фабрике Африкандского рудоуправления, существовавшего в 50-60-е годы. Из-за сложной технологии переработки перовскитовых концентратов эксплуатация месторождения была прекращена, но поиски экологически чистых технологий продолжались и к концу XX века в КНЦ РАН был разработан удостоенный Госпремии за 2000 год пакет гидрометаллургических способов переработки комплексных перовскит-титаномагнетитовых руд [Калинников и др., 1999].

Наличие сети дорог, энергетических (Кольская АЭС, Нивский каскад гидроэлектростанций), трудовых и интеллектуальных ресурсов также позволяет надеяться на развитие промышленности в этом районе.

3.15. Терский район

3.15.1. Административное и географическое положение

Терский рудный район расположен на территории Терского и Ловозерского районов Мурманской области (см. рис. 2.1, 2.3). С юга и востока его граница совпадает с береговой линией Белого моря. С запада граница с Кандалакским рудным районом проходит от устья р. Умба на север до оз. Пончозеро, далее на северо-восток через оз. Мунозеро до границы с Имандра-Варзугским рудным районом почти до верховьев р. Томинга. На юго-востоке граница проходит вдоль зоны Имандра-Варзуга до оз. Бабье, затем на северо-запад до оз. Сигозеро, а от него на северо-восток вдоль Понойского блока до границы с Мурманским рудным районом (верховья р. Даниловка). Ориентировочная площадь составляет 19,5 тыс. км².

Рельеф слабохолмистый, низменный. Преобладающие высоты 50-150 м. Значительная часть площади занята болотами. Много озер. Наиболее крупные - Вялозеро, Сергозеро, Верхнее Ондомозеро, Нижнее Ондомозеро, оз. Бабье. Все реки впадают в Белое море. Самые крупные водные артерии - реки Умба, Варзуга, Стрельна, Чапома. Большая часть района расположена в таежной зоне, его восточная часть - в лесотундровой. Климат субарктический. В прибрежных частях района климат умеренный с характерным увеличением повторяемости циклонов в холодное время и антициклонов в теплое. Среднегодовая температура составляет примерно 0°.

Вдоль побережья, от г. Кандалакши до пос. Варзуга проложена автодорога (125 км - асфальтовое покрытие, 100 км - улучшенное грунтовое) и высоковольтная ЛЭП. В районном центре (пос. Умба, население ~10000 чел.) есть морской порт и аэродром. Небольшие аэродромы имеются и в приморских поселках Варзуга, Чаваньга, Тетрино, Чапома, Сосновка. В районе развита лесодобывающая промышленность, рыболовство, туризм. В настоящее время в районе наблюдается

острый промышленный кризис и высокий уровень безработицы.

3.15.2. Геологическое строение

Геолого-структурное строение района весьма сложное. Кристаллические толщи юга Кольского полуострова большинством исследователей считались архейскими и были объединены в Терский сегмент, блок или пояс [Глебовицкий и др., 1978; Загородный, Радченко, 1983; Ранний докембрий ..., 1996; Любавин и др., 2000]. Системой разломов Терский рудный район разбит на отдельные блоки и структурные зоны (рис. 3.102).

В состав района входит и Пурначский блок, примыкающий с востока к Кейвскому рудному району (на рис. 3.102 не показан). По строению он сходен с Терским блоком и сложен в основном биотитовыми, амфибол- и пироксен-биотитовыми гнейсами, амфиболитами, мигматитами, тоналито-гнейсами, гранодиорито-гнейсами так называемого нерасчлененного комплекса основания [Геологическая карта ..., 1996]. Пурначский блок обычно относили к Центрально-Кольскому мегаблоку [Загородный, Радченко, 1983] или террейну. Терский район сложен преимущественно породами архейского и нижнепротерозойского возраста. На юге и юго-востоке развиты отложения рифейского возраста [Любцов, Предевский, 1998].

В строении Терского района выделяют комплекс основания, кольско-беломорский, верхнелопийский и верхнепротерозойский комплексы. Rb-Sr возраст пород основания составляет 2870 млн лет [Balashov et al., 1992], модельный Sm-Nd возраст их протолита варьирует в пределах 2835-3035 млн лет [Timmerman, Daly, 1995], т.е. относится к позднему архею. Близкий возраст имеют протолиты кольско-беломорского и верхнелопийского комплексов - 2700-2900 и 2685 млн лет, соответственно [Timmerman, Daly, 1995]. На этом основании эти три ранних комплекса относятся к раннему и позднему лопию.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Терский рудный район

Комплекс основания в антиклинорных структурах Терского террейна представлен однородными биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами с линзами амфиболитов. Ранее они описывались в ранге чавангской свиты кольско-беломорского комплекса, но позднее были выделены из него в качестве фундамента позднеархейских супракрустальных серий [Беляев, 1980].

Образования нестратифицированного кольско-беломорского комплекса развиты в основном в обрамлении антиклинорных структур. Стратиграфические контакты с комплексом основания отсут-

ную природу последних. Магматические протолиты метавулканитов отвечают базальтам, андезитобазальтам, андезитам и дацитам островодужных обстановок [Иванов, 1987, 2001]. В составе серговской толщи иногда встречаются гранат-кианит-слюдяные гнейсы, сульфидо-держущие биотитовые гнейсы и кальцифиры, несущие пирротин-пиритовую вкрапленность, вплоть до формирования колчеданных руд, аналогичных фальбандам Порей губы [Гавриленко и др., 1982]. Мощность толщи не превышает 2000 м.

Согласно [Daly et al., 2001], возраст

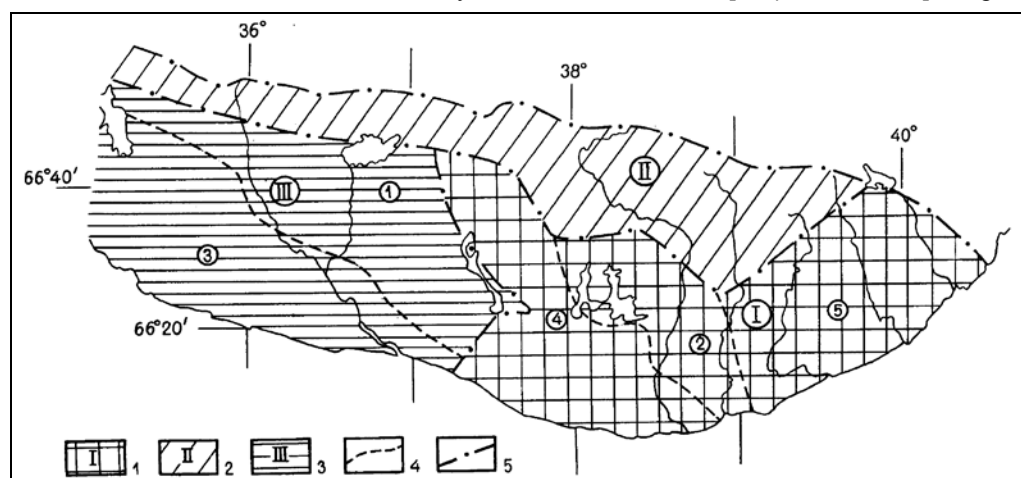


Рис.3.102 Схема структурного районирования Терского рудного района. Составлена А.Т.Радченко:

1 - зона крупноблокового строения; 2 - зона складчато-глыбового строения; 3 - зона линейных и чешуйчато-надвиговых структур; 4 - границы крупных геологических структур; 5 - границы зон; блоки (цифры в кружках): 1 - Сергозерский; 2 - Стрельнинский; 3 - Варзугский; 4 - Ондомозерский; 5 - Терский

ствуют, они все тектонические, часто надвигового характера. В составе комплекса выделены две толщи - серговская и чапомская.

В разрезе серговской толщи преобладают амфиболиты и амфибол-гранат-биотитовые гнейсы (рис.3.103). Менее развиты слюдяные и гранат-слюдяные гнейсы. В слабометаморфизованных осадках наблюдаются первичные структуры, представленные ритмичной слоистостью. По первичному составу осадки относятся к грауваккам. Чередование метаосадков с пластами метамагматических образований предполагает вулканоген-

магматических цирконов из метавулканита кислого состава 1962 ± 9 млн лет. Получены Sm-Nd-модельные возраста протолита 2.22 и 2.16 млрд лет для метавулканитов и дважды 2.23 млрд лет для метаграувакков. Rb-Sr-изохронный возраст метадацитов и метаандезитобазальтов серговской толщи составил 2550 ± 89 млн лет [Balashov et al., 1992; Объяснительная записка ..., 1994; Геологическая карта ..., 1996].

Чапомская толща развита исключительно в пределах Стрельнинского блока. Она сложена гранатосодержащими биоти-

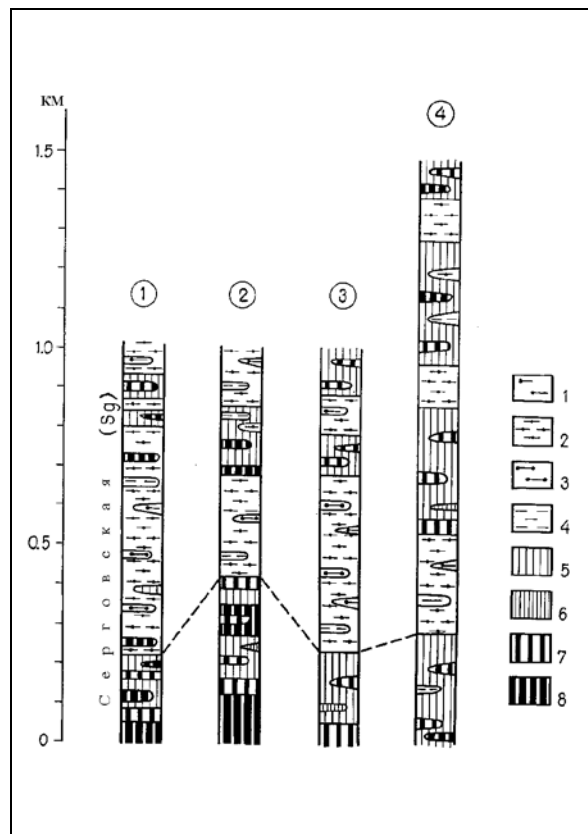


Рис.3.103. Типы разрезов серговской толщи (свиты) в среднем течении р.Варзуга (1), среднем и нижнем течении р.Серга (2), верховьях рек Слюдянка и Вересоваи (3), среднем и нижнем течении р.Стрельна [Беляев, 1980]:

1 - мезо- и лейкократовые слюдяные и гранат-слюдяные гнейсы (суб-граувакки и аркозы); 2 - слюдяные и гранат-слюдяные гнейсы (граувакки); 3 - гранат-слюдяные гнейсы с силлиманитом или кянитом (пелиты); 4 - полосчатые биотитовые, биотит-амфиболовые и гранат-биотит-амфиболовые гнейсы (туффиты); 5 - лейкократовые биотитовые, биотит-амфиболовые и гранат-биотит-амфиболовые плагиогнейсы (дациты и риодациты); 6 - мезократовые биотит-амфиболовые и гранат-биотит-амфиболовые плагиогнейсы (андезиты); 7 - меланократовые биотит-амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые и гранат-амфиболовые плагиогнейсы (андезито-базальты); 8 - полевошпатовые и гранатовые амфиболиты (базальты)

товыми и двуслюдяными гнейсами. Мощность варьирует от 900 до 1700 м.

От кольско-беломорского комплекса верхнелопийский комплекс отличается характером разрезов и структуры [Загородный, Радченко, 1983]. Образования комплекса залегают довольно полого в зонах развития купольно-блоковых структур. В его составе выделяются песчаноозерская, пялочная, безымянная и высокоземельская свиты в восточной части Терского района; песчаноозерская, бабозерская и безымянная свиты - в центральной части; кислогубская свита - в западной части. Песчаноозерская вулканогенно-осадочная свита представлена тонко- и мелкозернистыми биотитовыми гнейсо-сланцами, амфибол-биотитовыми и амфиболовыми плагиогнейсами. Особенностью пород свиты является ритмичная слоистость флишевого типа. По Sm-Nd-методу рассчитан модельный возраст протолита одного образца из этих пород - 2.69 млрд лет [Daly et. al., 2001]. Изредка отмечаются прослои актиноли-

товых сланцев. Мощность свиты 800-1000 м. Пялочная осадочно-вулканогенная свита сложена в основном полевошпатовыми амфиболитами, реже отмечаются амфибол-биотитовые и двуслюдяные гнейсо-сланцы. Мощность свиты 700-1500 м (рис.3.104). Безымянная свита сложена мелкозернистыми мезо- и лейкократовыми биотитовыми, двуслюдяными, реже амфибол-биотитовыми гнейсо-сланцами. Минимальная мощность 1000 м. Бабозерская, высокоземельская и кислогубская свиты идентичны по составу слагающих пород и степени метаморфизма. Они на 90% сложены метатерригенными породами - двуслюдяными и гранат-двуслюдяными гнейсо-сланцами. Мощность колеблется от 1800 до 3500 м. С угловым несогласием на архейские и протерозойские породы ложатся песчаники и алевролиты терской свиты рифейского возраста общей мощностью свыше 500 м [Сергеева и др., 1976; Любцов, Предовский, 1998]. В основании свиты залегает пачка конгломератов с прекрас-

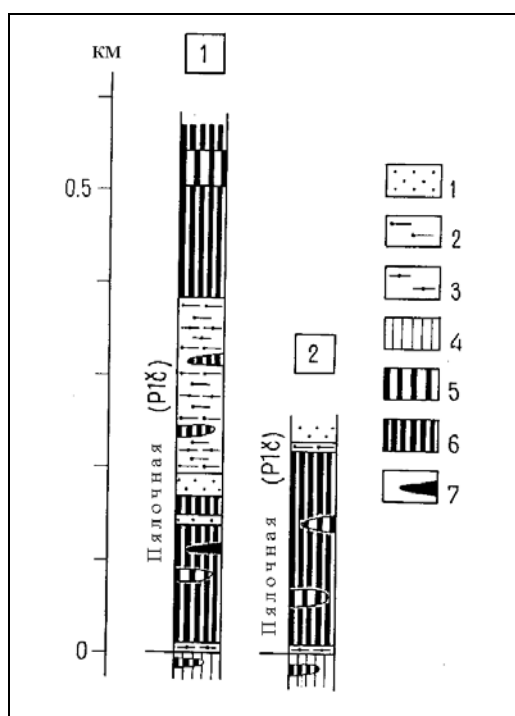


Рис.3.104. Разрезы пялочной свиты в верхнем течении р.Пялицы (1) и на западном берегу губы Большая Бабыя [Беляев, 1980]:

1 - кварциты мусковитовые, реже двуслюдяные; 2 - мезо- и лейкократовые биотитовые гнейсо-сланцы (субгравакки и аркозы); 3 - биотитовые и эпидот-биотитовые плагиогнейсо-сланцы, иногда с гранатом (гравакки); 4 - мезо- и лейкократовые биотитовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсо-сланцы (дациты и риодациты); 5 - лейкократовые полевошпатовые амфиболиты, биотит-амфиболовые сланцы (андезито-базальты); 6 - полевошпатовые амфиболиты, иногда с гранатом и/или эпидотом (базальты); 7 - анхимономинеральные актинолитовые сланцы (пикриты)

но выраженной градационной слоистостью. В песчаниках горизонтальная слоистость нередко сочетается с мелкой однонаправленной косой слоистостью. Обычны следы многочисленных мелких внутриформационных размывов, приуроченных к кровле пластов. Слоистость подчеркивается чередованием разноокрашенных слоев. На поверхности напластования часты симметричные валики волновой ряби. В разрезе чапомской свиты на р.Чапома преобладают алевролиты и аргиллиты. Мощность отложений свиты 250 м. Падение пород моноклинальное под углами 3-10° на юго-восток. На Турьем п-ове выделяется турьинская свита, трансгрессивно залегающая на гранитоидах умбинского комплекса. Ее мощность достигает 255 м. Она считается наиболее древней из рифейских отложений юга Кольского п-ова [Геологическая карта ..., 1996]. В восточной части района (приустьевая часть р.Снежница) небольшим распространением пользуются протерозойские отложения, параллелизуемые с образованиями усть-понойского комплекса [Синицын, 1967].

Четвертичные отложения представлены моренной, делювиально-элювиаль-

ными и озерно-болотными образованиями и торфяниками. В западную часть района заходит восточная часть Мунозерской ледоразделительной аккумулятивной возвышенности [Четвертичные отложения ..., 1993]. В пределах юго-восточной части Терского района ледниковый снос осуществлялся Беломорской лопастью Скандинавского ледника [Евзеров и др., 1993] и аккумуляровался в виде краевых гряд, озв, мелкохолмистой и холмисто-грядовой морен. Поэтому в прилегающих к Белому морю частях района преобладает грядово-кольцевой рельеф морены (см. рис.1.2).

3.15.3. Магматизм

В Терском районе 20% площади занято интрузивными комплексами. Наибольшее развитие имеют раннелопийские гранитоиды гранодиорит-тоналит-плагиогранитного состава (терский комплекс), палингенно-метасоматические мигматит-граниты лопийского возраста, интрузивные чарнокиты и граниты людиковийского возраста (умбинский комплекс) и лейкограниты калевийского возраста [Гранитоидные формации ..., 1978]. Гра-

ниитоидами терского комплекса сложены крупные массивы в междуречье рек Оленица-Варзуга, в районе р. Пулонга и небольшие массивы в северной части района и на Терском побережье. Палингено-метасоматические граниты представлены мигматит-гранитами и анатектическими гранитами в междуречье рек Чапумы и Бабьей и в нижнем течении р. Варзуги.

Полифазный плутон умбинского комплекса распространен в западной части Терского террейна, между Лов-губой и рекой Хлебной. Площадь массива около 500 км². Комплекс сформирован интрузивами четырех фаз (I- эндербиты; II- чарнокиты; III- порфировидные граниты; IV- лейкограниты). Наиболее крупные автономные плутоны получили собственные названия: Островской, Пирьегубский, Умбинский, Кузреченский, Совхозный [Виноградов, Виноградова, 1975]. Возраст интрузий I-й фазы 1944±19 млн лет [Kislitsin et al., 1999], II-й фазы - 1912±8 млн лет [Alexjev et al., 1997].

Стрельнинский массив лейкогранитов и гранит-пегматитов площадью 250 км² расположен в среднем течении р. Стрельна и приурочен к Стрельнинско-Святоносскому глубинному разлому [Ветрин, 1968].

Ондомозерский комплекс ультрамафитов и мафитов объединяет несколько массивов в районе Ондомских озер. В их строении участвуют гарцбургиты, пироксениты, габбронориты, габбро и анортозиты. Предварительно они отнесены к сумийскому комплексу габброноритов Федорово-Панского массива. К этой же группе отнесен и Пялочноозерский массив. К раннелопийским базитовым комплексам отнесены небольшие интрузии метагаббро-лабрадоритов во внутренних частях Стрельнинского и Березовского куполов. Массивы дунитов и гарцбургитов развиты в приграничной части Варзугско-Чапумской подзоны (участок руч. Фалалей). Стрельнинский комплекс перидотитов и пироксенитов представлен многочисленными мелкими массивами в пределах Березовского купола. От Турьего п-ова до устья р. Бабья известны ще-

лочные мафит-ультрамафитовые дайки и кимберлиты. Возраст кимберлитов, по данным Rb-Sr-изохронного метода, составляет 465±12 млн лет [Гавриленко и др., 2000в]. Практически такой же возраст (461 млн лет) получен Sm-Nd-методом [Деленицын, Гавриленко, 2001].

3.15.4. Тектоника

Терский район характеризуется сложным гетерогенным строением, которое трактуется неоднозначно разными исследователями. По мнению А.Т. Радченко [Докембрийская тектоника..., 1992], на его площади выделяется несколько структурных зон: зона крупно-блокового строения, состоящая из Терской и Ондомозерской антиклинорий структур, разделенных Стрельнинским синклинирием; зона складчато-глыбового строения, одновременно являющаяся южной подзоной Имандра-Варзугской рифтогенной структуры; зона линейных и чешуйчато-надвиговых структур, слагающая Варзугский антиклинорий и Сергозерский синклинирий (рис. 3.102). Наличие купольных структур карельского возраста на севере и трансформация их в более крупные блоковые структуры на южной территории Терского района указывают на ведущий радиальный тип складкообразования.

Терский мегаблок (или сегмент) зоны северо-западных надвигов делится на два блока, и юго-западный блок надвинут на северо-восточный, который, в свою очередь, взброшен на Имандра-Варзугскую структуру [Беляев, 1980; Федоров и др., 1980]. Эта зона рядом геологов считалась главной границей, разделяющей блоки кольского докембрия высшего порядка [Докембрийская тектоника ..., 1992; Gaskelberg, 1992; Melezhik, Sturt, 1994]. Разлом хорошо фиксируется на карте данных электро-разведки, причем к западу он раздваивается [Любавин и др., 1999], и его юго-западная ветвь совпадает с зоной гранулитового меланжа в районе Порьей губы. По строению Стрельнинский блок отличается от смежного с ним Терского бло-

ка, что хорошо видно как на геологических [Геологическая карта ..., 1996], так и геофизических [Балаганский и др., 1998; Любавин и др., 1999] картах. Главное отличие заключается в том, что если в Терском блоке породы имеют выдержанное северо-западное простирание, то в Стрельнинском блоке их простирание невыдержанное, а в некоторых участках породы обнаруживают устойчивое северо-восточное простирание. Встречаются отдельные купольные и складчатые структуры. Обращает на себя внимание развитие в Стрельнинском блоке базитов, сходных с раннепротерозойскими основными расслоенными массивами, и их отсутствие в Терском блоке. Структуры Пурначского выступа несут черты палингенной тектоники, связанной с периодом раннепротерозойской гранитизации. Западный фланг блока сформирован Сигонерской брахиструктурой, которая срезана на юге разломами, субпараллельными краевому. К северо-востоку от Пурначского выступа расположен еще один блок, сложенный гранитизированными архейскими образованиями - Усть-Колмакский.

Восточная часть Кольского п-ова располагается в зоне развития рифейско-палеозойских рифтовых систем, одной из которых является котловина (депрессия) Белого моря. Для юго-восточного побережья Кольского п-ова характерны надвиги и разномасштабные тектонические чешуи между ними, создавшие предпосылки для образования пологого ландшафта [Гавриленко и др., 2001].

3.15.5. *Метаморфизм*

Для большинства пород Терского района характерны минеральные парагенезисы амфиболитовой фации метаморфизма [Беляев и др., 1977; Беляев, 1980]. Отмечается преобладание низкотемпературной субфации в северной части района, а высокотемпературной - в юго-западной и южной частях. В комплексе основания более широко проявлены мигматизация и гранитизация. Для пород тундрового комплекса характерен мета-

морфизм ставролит-кианитовой субфации. Регрессивная стадия регионального метаморфизма отмечена формированием силлиманит-кварцевых, мусковит-кварцевых, гранат-амфибол-куммингтонитовых и гранат-биотит-жедритовых метасоматитов. Рифейские породы испытали катагенез на фоне слабых складчатых деформаций.

3.15.6. *Полезные ископаемые*

На территории Терского террейна известны крупные проявления мусковита и керамических пегматитов (Стрельнинское поле) [Минеральные месторождения ..., 1981], декоративных красных песчаников в районе мыса Корабль [Жиров, Лащук, 1998]. В районе Стрельнинского гранитного массива известно проявление молибденита - Многолюдинское. На Турьем п-ове известны карбонатиты с апатитовой и редкометалльной минерализацией. На р.Кице выявлено небольшое одноименное проявление барита. Но все названные объекты практического значения сегодня не имеют.

Единственное эксплуатируемое месторождение Терского рудного района - это **Кузреченское месторождение облицовочных гранитов** (рис.3.105). Оно приурочено к Кузреченскому массиву, который слагает восточную часть умбинского гранитоидного комплекса формации чарнокитов-порфировидных гранитов [Виноградов, Виноградова, 1975]. Кузреченский массив неравномерно инфицирован жилами мелкозернистого гранита и аплита, пегматита, кварцевых жил и даек палеозойских щелочных лампрофиров. Месторождение Кузреченское сложено порфировидными плагиомикроклиновыми гранитами (около 98%). Район месторождения характеризуется простым тектоническим строением. Крупные разломы редки, имеют вертикальное падение, при пересечении образуют блоки первого порядка (для рассматриваемой территории). Разломы трассируются, как правило, руслами рек Черная и Кузрека и заболоченными вытянутыми низинами. В пределах блоков

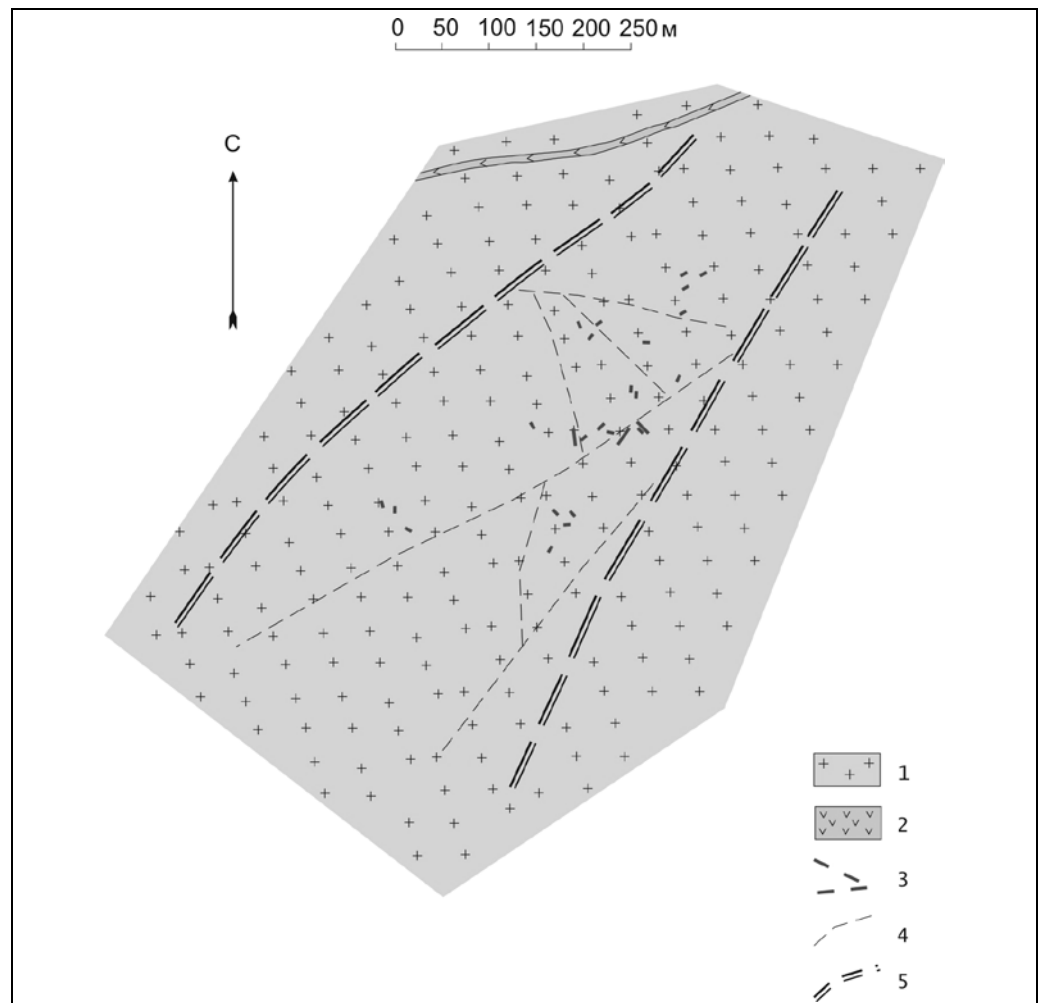


Рис.3.105. Схематическая геологическая карта Кузреченского месторождения облицовочных гранитов [Мультимедийный справочник ..., 2001, Жиров]:
 1 - граниты порфировидные плагиомикроклиновые; 2 - щелочные лампрофиры; 3 - пегматитовые жилы; 4 - локальные зоны повышенной трещиноватости; 5 - зоны дробления пород

1-го порядка интенсивность тектоники незначительна. Разломы и трещины образуют иерархическую субортогональную сеть, разбивающую массив на блоки меньших порядков. Дизъюнктивных нарушений со значительными перемещениями не выделено. Основным полезным ископаемым месторождения Кузреченское является гранит для получения блоков природного камня для производства облицовочных изделий. Порфировидные граниты признаны декоративными.

В районе мыса Корабль в течение многих лет проводилась добыча аметиста

[Минеральные месторождения ..., 1981]. Месторождение аметиста "Мыс Корабль", известное с XVI века, было единственным поставщиком этого коллекционного и ювелирного минерала в России, вплоть до открытия в XVIII веке аметистов Волк-острова на Онежском озере и на Урале [Ферсман, 1941; Пушкин, 1971; Фришман и др., 2002]. Оно расположено в 100 км к юго-востоку от пос.Умба и имеет протяженность 1.5 км вдоль Терского берега Белого моря. Месторождение залегает в красноцветных песчаниках терской свиты.



*Рис.3.106. Аметистовые щетки из месторождения Мыс Корабль (Терский берег Белого моря)
Фото Жирова Д.В.*

Красноцветные аркозовые песчаники и алевролиты терской свиты обнажаются на месторождении в уступах древних абразионно-структурных террас, где наблюдается широтная зона тектонического нарушения сбросового типа. Ее мощность колеблется от 100 до 500 м [Фришман, 2001].

Формирование месторождения проходило в сложной тектонической обстановке. На месторождении выделено семь минерализованных зон, расположенных друг от друга на расстоянии 150-400 м вдоль побережья. Длина зон до 60 м при ширине 15 м. В каждой минерализованной зоне прослеживается симметричная зональность от центра к периферии: центральная, сильно брекчированная часть, в широко раскрытых полостях которой находятся кристаллические друзы с аметистом; промежуточная, где сеть трещин более разреженная, в которой располагаются жильный кварц с флюоритом и мелкими аметистовыми щетками; трещины краевых участков, залеченные жильным флюоритом. Цветовая гамма кондиционных кристаллов аметиста - от голубовато-фиолетового до красновато- или пурпурно-фиолетового оттенков (рис.3.106). В 60-80-х годах прошлого столетия на месторождении велись разведочно-добычные работы трестом "Союзкварцсамоцветы". В настоящее время месторождение законсервировано. Небольшие проявления аметиста известны также в бассейне рек Кицы и Индеры.

В южном обрамлении Имандра-Варзугской зоны известен ряд перспективных проявлений золота - Ворговый, Фомкин ручей, Горелый Бор [Gavrilenko, Mitrofanov, 1997]. Они расположены в южно-варзугской субширотной зоне смятия. Вмещающие оруденение породы представляют собой милонитизированные, окварцованные углеродистые карбонат-мусковит-хлоритовые

сланцы, относимые к кислугубской свите. Наиболее изучено рудопроявление Ворговый (рис.3.107). Рудная зона в нем прослежена на 2 км при видимой мощности 300 м и морфологически является кварцево-жильным штокверком. Самородному золоту сопутствуют арсенопирит, сфа-

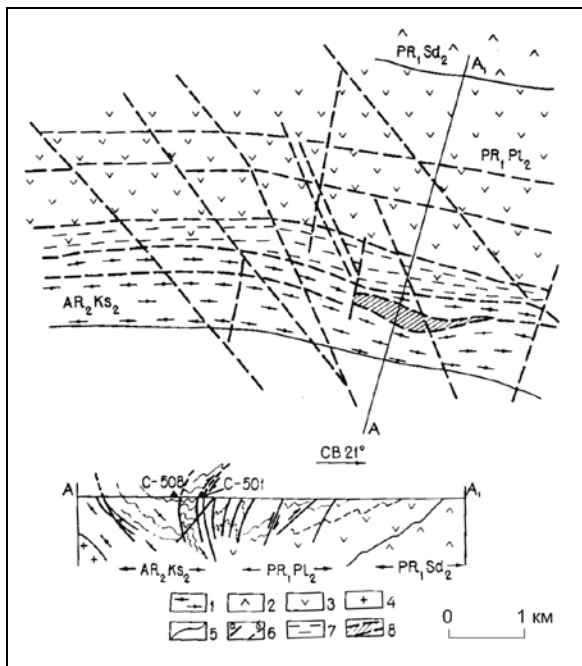


Рис.3.107. Структурно-геологическая позиция рудопроявления золота Ворговый на границе Имандра-Варзугской рифтогенной зоны и Терского террейна. Составлена В.А.Потехиным и Б.В.Гавриленко:

1 - метавулканоогенно-осадочные породы верхней подсвиты кислугубской свиты; 2 - метандезитобазальты верхнесейдореченской подсвиты; 3 - метакриктобазальты верхнеполисарской подсвиты; 4 - лейкократовые граниты стрельнинского комплекса; 5 - геологические границы; 6 - разрывные нарушения; 7 - зона милонитизации и расланцевания, выполненная углеродистыми кварц-карбонат-хлорит-серицитовыми сланцами; 8 - минерализованная зона с золотом

лерит, галенит, пирит. Концентрации металла в среднем составляют 1-2 г/т. Степень изученности рудопроявления невысокая.

Морфоструктурный анализ территории Кольского полуострова дает основание прогнозировать наличие россыпей

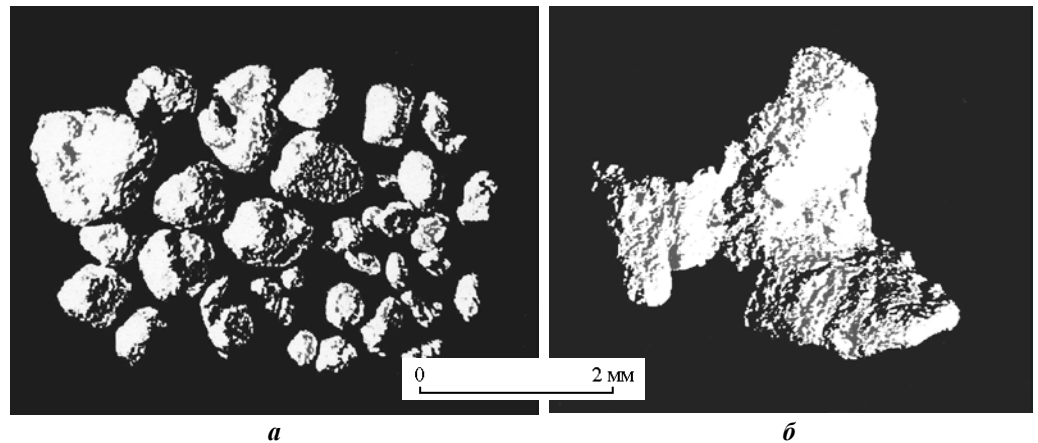


Рис.3.108. Морфология самородного золота из россыпных проявлений в верховьях рек Чапома и Пулоньга. Коллекция Н.В.Казакова:
а - комковидное золото высокой и средней сферичности; б - пластинчатый самородок

на прибрежно-морских низменностях Терского рудного района и выделить серию перспективных в отношении редких металлов, золота и алмазов россыпе-контролирующих структур [Корсакова, Гавриленко, 1997]. На площади Южно-Кольской низменности (Варзугская низина и Оленицкий берег) в условиях ступенчатой наклонной равнины в послеледниковое время в результате аллювиального перемыва водноледниковых и ледниковых отложений, выноса лопарита, циркона и ильменита и их природного шлихования сформировались прибрежно-морские циркон-ильменитовые [Евзеров, 1987] и пляжевые лопаритсодержащие [Киселев, 1993] россыпи.

Небольшие аллювиальные россыпи золота известны в верховьях рек Чапома, Пулоньга, Бабыя [Гавриленко и др., 1996]. Степень окатанности шлихового золота (рис.3.108) и его состав свидетельствуют о близости коренных источников [Gavrilenko et al., 1999].

Алмазы относятся к нетрадиционным объектам поисков в Кольском регионе. О перспективах алмазности региона серьезно начали думать после открытия в 1986 г. на Терском берегу (Ермаковское поле) двух кимберлитовых трубок [Поляков, Калинин, 1993; Калинин, Поляков, 1997] и теоретического обоснования коренной алмазности,

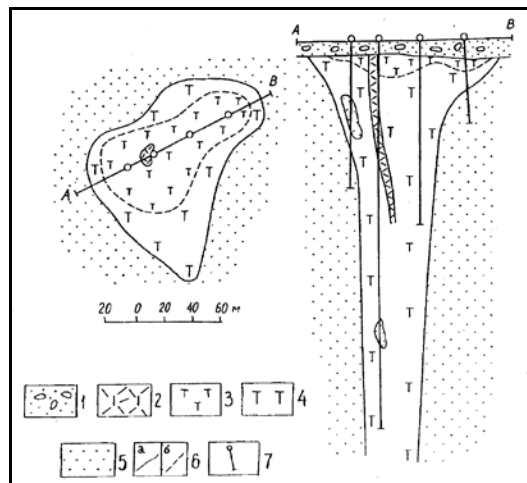


Рис.3.109. Схема геологического строения кимберлитовой трубки "Ермаковская-7" [Калинкин и др., 1993; Калинин, Поляков, 1997]:

1 - четвертичные отложения; 2-4 - кимберлиты: 2 - тетраферрифлогпит-оливиновые; 3 - флогпит-оливиновые, мелкозернистые кратерной фации; 4 - флогпит-оливиновые, среднезернистые жерловой фации; 5 - вмещающие песчаники терской свиты; 6 - гранцы пород; а - разновозрастные; б - фациальные; 7 - скважины

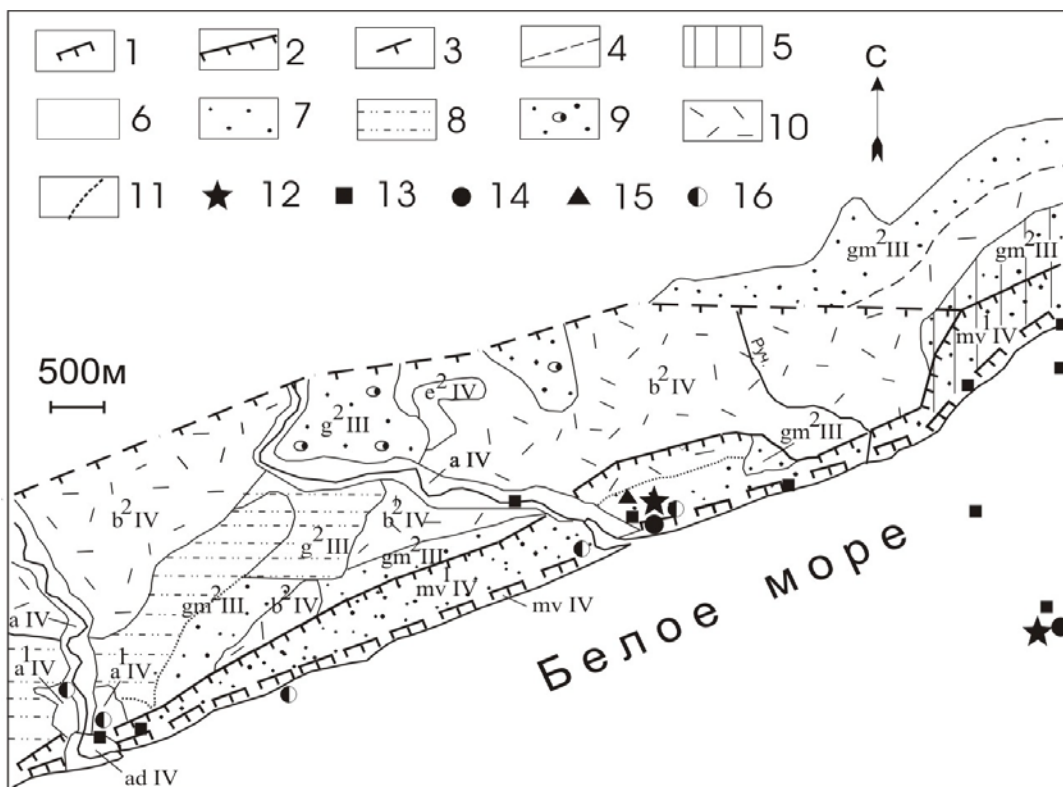


Рис.3.110. Геолого-геоморфологическая схема Терского побережья в междуречье реки Малая Кумжевая и руч. Скакунский с результатами шихо-минералогических поисков. Составлена О.П.Корсаковой при участии Д.Р.Зозули и Б.В.Гавриленко:

mv IV - современные пляжи с волновым типом отложений; *a IV* - современные поймы речных долин с русловым и пойменным аллювием; *ad IV* - дельты современных рек; *a¹ IV* - голоценовая надпойменная терраса; *mv¹ IV* - поверхность площадки позднеголоценовой аккумулятивной морской террасы с береговыми валами и золовыми формами, сложенная волновым типом морских отложений; раннеголоценовая аккумулятивно-абразионная морская терраса: *e² IV* - плоские водоразделы с маломощным элювием на кристаллических породах, слагающих цоколь террасы; *b² IV* - бугристые заболоченные водоразделы на поверхности площадки террасы с мерзлотными формами микрорельефа; *gm² III* - полого-холмистая, холмисто-грядовая поверхность площадки террасы с мерзлотными формами микрорельефа; *g² III* - мелкохолмистая поверхность площадки террасы с мерзлотными формами микрорельефа. Геоморфологические элементы поверхности: 1 - уступ позднеголоценовой аккумулятивной террасы; 2 - уступ раннеголоценовой аккумулятивно-абразионной террасы; 3 - тектонический уступ позднеледниковой террасы; 4 - обрывистые уступы, связанные с деформацией раннеголоценовой террасы; 5 - золовый рельеф бугристых и грядовых песков. Состав четвертичных образований: 6 - русловый аллювий; 7 - песок; 8 - супесь; 9 - гравий, галька, валуны; 10 - торф; 11 - границы литологических разностей. Находки: 12 - алмазов; 13 - пиропов; 14 - хромдиопсидов; 15 - хромшпинелидов; 16 - самородного золота

выполненных учеными Института океанологии РАН и Геологического института КНЦ РАН [Сорохтин и др., 1996]. Трубки перекрыты чехлом моренных отложений мощностью не более 10 м (рис. 3.109). По последним данным [Поляков и др., 2001], в трубке "Ермаковская 7" об-

наружены высокопрозрачные и прозрачные алмазы класса 1-2 мм в количестве, достаточном для ее отнесения к кимберлитам со средне- и высокой алмазоносностью.

Петрографическое изучение валунов и галек из донных морских осадков

Белого моря дало возможность оконтурить два новых перспективных кимберлитовых поля на Терском берегу - Пулоньское и Снежницкое [Гавриленко и др., 1999] наряду с ранее выделявшимися Ермаковским, Макеевским и Пялицким [Поляков, Калинин, 1993]. Находки алмазов и их минералов-спутников в четвертичных отложениях Терского района (рис.3.110) и прилегающей акватории Белого моря [Гавриленко и др., 2000б] подтверждают теоретические предпосылки коренной и россыпной алмазности восточной части Балтийского щита. Это особенно важно в связи с наличием уже известных промышленных алмазоносных трубок в соседней Архангельской области.

3.15.7. Перспективы освоения

Терский район до настоящего времени не располагает ни одним крупным разрабатываемым месторождением по-

лезных ископаемых, причиной чему является отсутствие развитой инфраструктуры, хотя побережье Белого моря достаточно доступно для каботажного судоходства. В небольшом объеме ведется добыча облицовочного гранита на Кузреченском месторождении. Периодически возобновляется добыча аметиста на мысе Корабль. Перспективы района связывают с возможностью обнаружения алмазоносных коренных и россыпных объектов и, соответственно, добычи алмазов. В связи с этим геологами Центрально-Кольской экспедиции МПР РФ ведутся активные поиски кимберлитовых тел в пределах новых потенциально кимберлитовых полей (бассейны рек Пялица, Пулоньга, Лиходеевка, Бабья). Продолжаются поисковые и исследовательские работы сотрудниками Геологического института КНЦ РАН по оценке россыпной алмазности четвертичных отложений Терского побережья Белого моря.

Глава 4. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Расширяющийся рудный потенциал континентальной части Кольского региона (открытие за последние годы новой платиноносной провинции, рудопроявлений и месторождений хромитов, золота, молибдена, алмазов) и зоны перехода океан-континент (уникальные месторождения углеводородного сырья на шельфе Баренцева моря) в комплексе с новыми геодинамическими и геохронологическими данными позволяют по-новому подойти к генетическим, геотектоническим и историческим аспектам металлогении Мурманской области [Митрофанов, Гавриленко, 1998а].

В геохронологически доказанном архее (2925-2500 млн лет) северо-восточная часть Балтийского щита представляла собой гранулит-зеленокаменную область [Geology of..., 1995; Митрофанов и др., 1997]. Основными геодинамическими элементами строения были зеленокаменные пояса (шовные зоны), гнейсовые террейны, коровые астеносферные (мигматитовые) и нижнекоровые подастеносферные (гранулито-реститовые) линзовые домены. Крупные горизонтальные и субдукционные перемещения микроплит отсутствовали. В раннем протерозое (2500-1600 млн лет) в результате сопряженных процессов рифтинга и внутрикоровой обдукции оформилась сохраняющаяся до настоящего времени интраконтинентальная глубинная коллизионная структура (Кольский коллизион). В эпоху гренвилевского (дальсландского) тектогенеза (1100-900 млн лет) началось и в каледонско-герцинское время (480-350 млн лет) завершилось создание системы рифтовых структур.

Как показывает опыт, время формирования, структурно-геологическая привязка, геодинамическая позиция и в меньшей степени генезис месторождений полезных ископаемых (особенно эндогенных) претерпевают иногда очень существенные изменения. Это определяется

новыми результатами формационного анализа [Смолькин, 2000], новыми геологическими парадигмами, новыми методами анализа. Все высказанное наглядно подтверждается при сопоставлении современной информации о геологии и металлогении региона с той, что была отражена в предшествующей сводке под редакцией Г.И.Горбунова "Минеральные месторождения Кольского полуострова" [1981]. В настоящей работе не ставилась задача детального металлогенического анализа Мурманской области. Тем не менее, даже простое изложение новых данных по полезным ископаемым региона свидетельствует о значительной разнице в трактовке многих вопросов металлогении. Кроме того, появились новые виды сырья, и стали возможными открытые публикации по отдельным видам редкометалльных месторождений, выявленных и разведанных в регионе в 50-80-е годы прошлого столетия [Афанасьев и др., 1997].

На рисунке 4.1 приведены схемы пространственного распределения основных видов минерального сырья Мурманской области. Наглядно видно, что большинство проявлений Cu, Ni, Pt, Pd, Au приурочено к Печенгско-Варзугскому палеорифтогенному поясу (или "Цветному" поясу, по А.Е.Ферсману [1941]). Для платиноидов с Cu и Ni выделяется еще одна зона на юго-западе области, включающая проявления Ковдозерское, "Тридцатка", массива Глубокий, которая смещается на юго-восток в сторону Ветреного пояса. С запада к ней примыкает еще одна ветвь, входящая в Северо-Карельскую металлогеническую зону (рудопоявления Луккулайсваара, Ципринга на территории Республики Карелия). Проявления Cu и Au фиксируются также на площади архейской зоны Колмо-зеро-Воронья, а Cu - в Усть-Понойской структуре [Гавриленко, 1997].

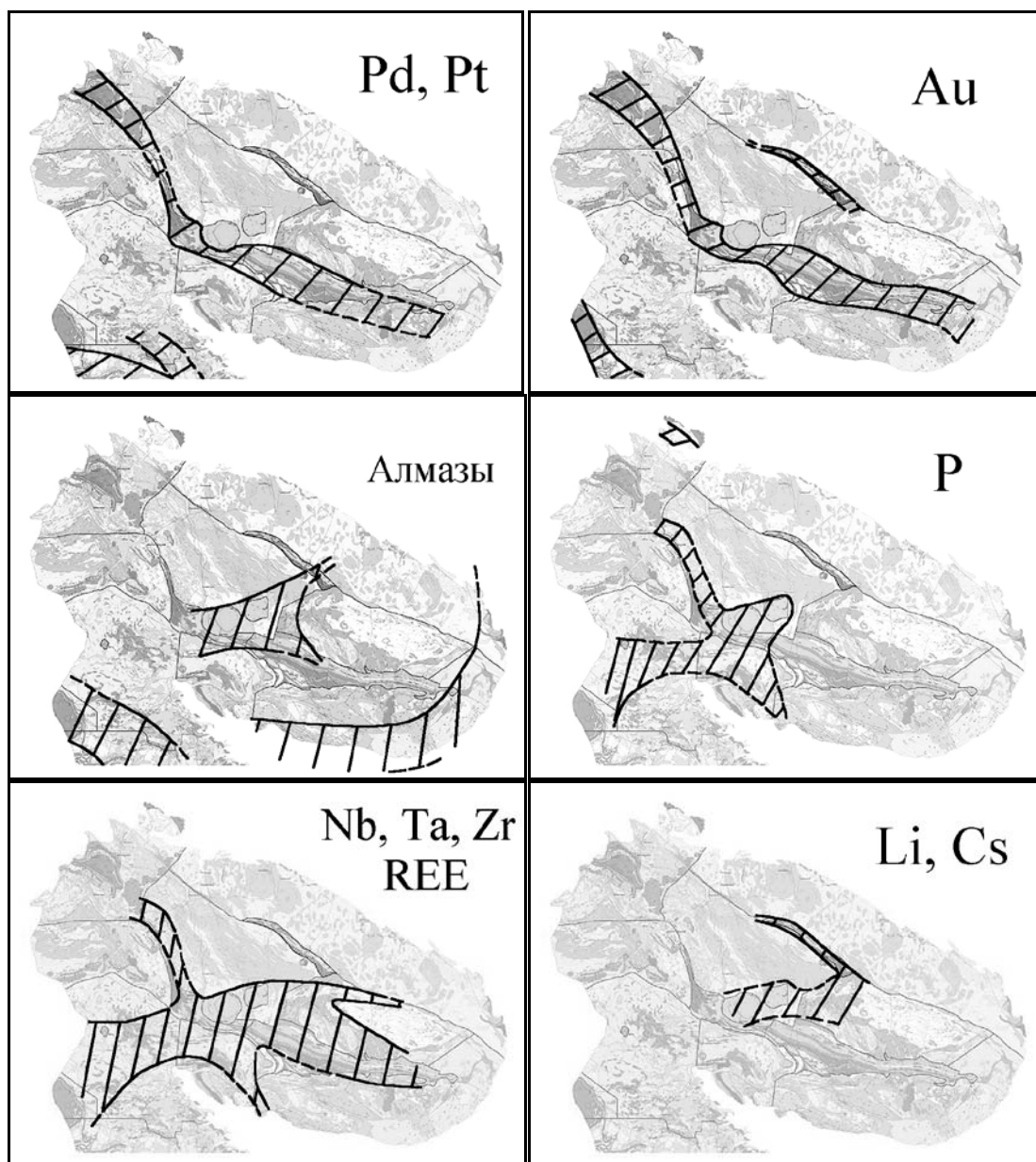
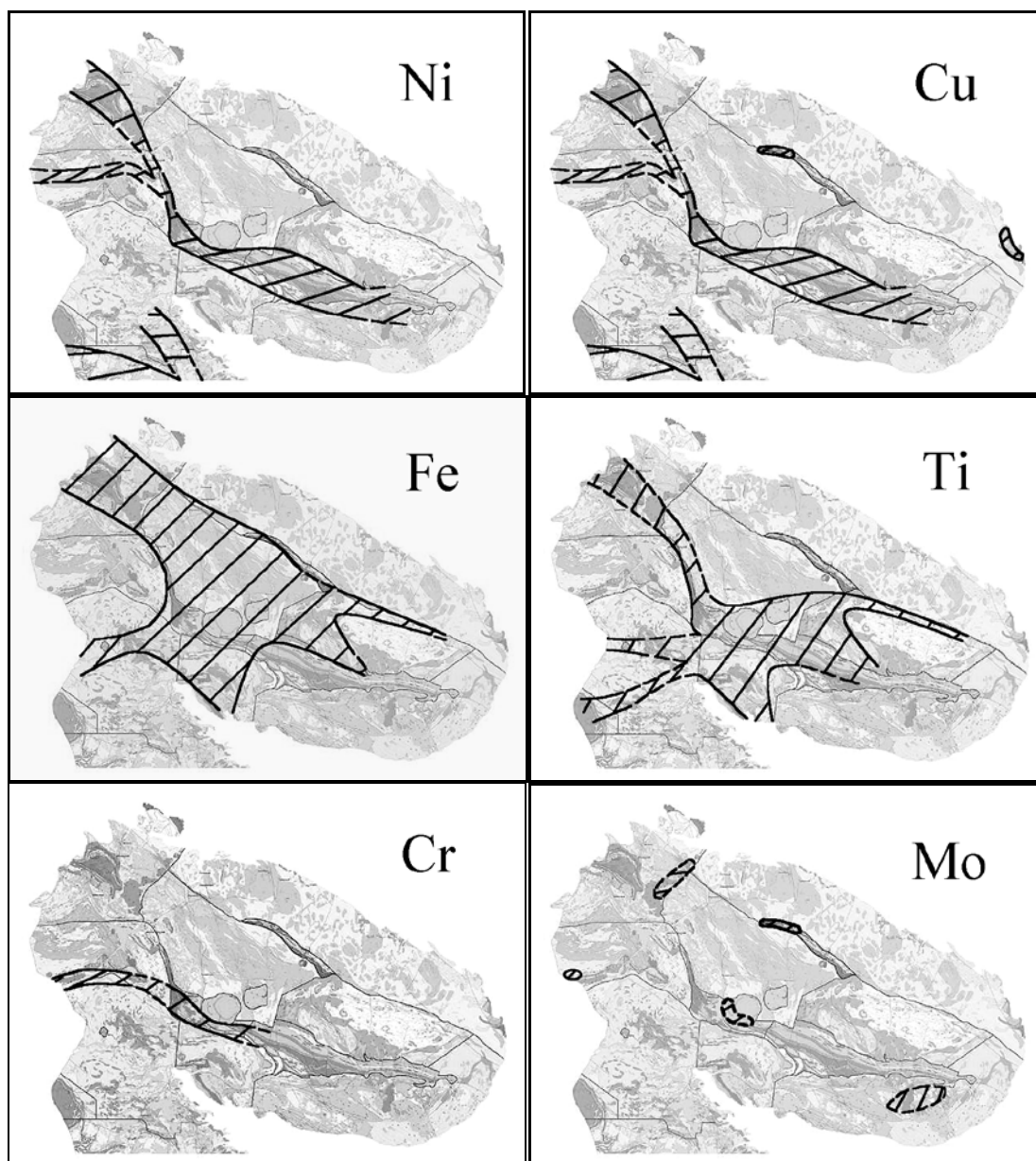
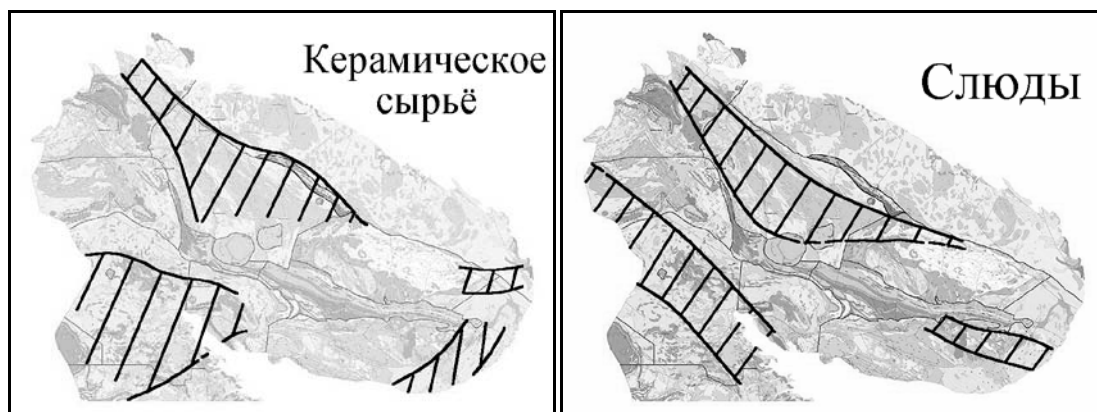


Рис.4.1. Пространственное распределение основных видов минерального сырья на территории Мурманской области



Продолжение рис. 4.1.



Продолжение рис. 4.1.

Ареальным распространением пользуются рудопроявления Fe разных формационных типов, хотя наиболее крупные промышленные месторождения железистых кварцитов сосредоточены лишь в пределах Оленегорской структуры в центре Кольского полуострова.

Близким распределением на площади Кольского региона характеризуются и проявления Ti, но наиболее перспективные рудные объекты сосредоточены в массиве Гремяха-Вырмес (ильменит-титаномагнетитовые руды), Африканда перовскит-титано-магнетитовые руды) и массивах габбро-анортозитовой формации на площади Кейвского террейна (Цагинское, Ачинское, Магазин-Мусюр, Медвежье-Щучье-озерское).

Проявления и месторождения Sr сосредоточены в пределах относительно узкой полосы от Серпентинитового пояса на западе Мурманской области (Падос) в сторону Мончеплутона (Сопчеозерское) и Имандровского лополита (Большая Варакка, Умбареченское, Прихибинское, г. Девичья). Проявления Mo разобщены, поскольку связаны с разновозрастными магматическими формациями. Наиболее перспективные из них - Югас (Яурийоки) на границе с Финляндией и Пеллапахк в зоне Колмозеро-Воронья. Достаточно локально распространены месторождения Li и Cs в редкометалльных гранитных пегматитах зоны Колмозеро-Воронья

(Васин-Мыльк, Полмос, Колмозерское). Кроме того, Cs содержится в нефелине Хибинского щелочного массива.

Проявления фосфора магматического генезиса связаны с массивами нефелиновых сиенитов (Хибинский и Ловозерский), щелочно-ультраосновных пород (Ковдор, Вуориярви, Себлявр и др.) и с плутоном Гремяха-Вырмес. В Мурманской области известны и экзогенные проявления фосфора в фосфоритах полуостровов Рыбачий и Средний [Негрук и др., 1994].

На площади ремобилизованных террейнов (Мурманский, Центрально-Кольский, Терский, Беломорский) сосредоточены практически все месторождения керамических (Куруваара, Отрадное, Тетрино, Пялица, Коловай и др.) и мусковитовых (Риколатва, Неблагора, Стрельнинское, Слюдянское, Высокая Земля и др.) пегматитов, а также плавленого кварца ("Перчатка"), облицовочных гранитов (Шонгуй, Винга, Одьярв, Западная Лица и др.) и амфиболитов (Пояконда). С краевыми зонами в интрузивах раннепротерозойской друзитовой формации в Беломорском террейне связаны проявления медно-никелевых с платиной и палладием руд (массивы Ковдозерский и Глубокий).

Энсиалические архейские зеленокаменные области содержат месторождения железистых кварцитов с мелкими прояв-

лениями золота (Оленегорский пояс в Центрально-Кольском террейне). Межтеррейновые шовные зоны имеют комплексную металлогеническую нагрузку, сочетающую признаки энсиалических и энсиматических зон, близкую таковой архейских зеленокаменных поясов Канады, Австралии, Бразилии, Южной Африки, Индии. Примером подобной структуры является зона Колмозеро-Воронья, где известны гидротермально-метасоматические проявления золота, связанные с продуктами толеит-коматитовой серии (золото-кварц-малосульфидная формация), меди, молибдена (медно-порфировая формация), лития, цезия, бериллия (формация редкометалльных пегматитов). Небольшим распространением пользуются на территории этой зоны железистые кварциты и незначительные проявления медно-никелевой минерализации в перидотитовых коматитах (г.Лешая).

Особое положение в металлогении Кольского региона занимает Кейвский ремобилизованный террейн. На его площади сохранились архейские переотложенные коры химического выветривания с месторождениями кианита и абразивного сырья. С ними ассоциируют проявления мусковитовых и керамических пегматитов, высокочистого кварца в метаморфогенных кварцевых жилах. В архейских щелочных гранитах и щелочных сиенитах известны уникальные месторождения иттрий-цирко-нииевого сырья с попутным флюоритом (Сахарйок). Парагенетически с ними связаны и единственные на Кольском полуострове проявления вольфрама (г.Нусса). В габбро-анортозитовых массивах Кейвского террейна сосредоточены крупные месторождения ванадиево-титано-железных руд (Цагинское, Ачинское, Медвежьезерское, Магазин-Мусюр). С эпохой протерозойской активизации связаны проявления редких земель, ниобия, тантала, урана, тория в альбит-микроклиновых и амазонитовых пегматитах западной части Кейвского тер-

рейна. Нижние базальные уровни кейвского сланцевого комплекса содержат повышенные фоновые концентрации золота (около 0.1 г/т). Они могут быть отнесены к конгломерато-глинистой формации, близкой таковой в золотоносных рифах Витватерсранда [Гавриленко и др., 1987; Гавриленко, Басалаев, 1991], и являться источником для формирования россыпей золота [Гавриленко и др., 1996].

С раннепротерозойскими рифтогенными поясами связаны месторождения и проявления малосульфидных платинометалльных руд в ассоциации с медно-никелевой минерализацией в расслоенных ультрабазит-базитовых интрузиях (интервал формирования 2500-2400 млн лет): Федоровотундровское, Западно-Панское, Восточно-Панское, Умбареченское, Большая Варака, Мончетундровское, г.Генеральская и др. [Веселовский и др., 1988; Митрофанов и др., 1994] Вероятно, к ним могут быть отнесены и массивы ондомозерской группы на юго-востоке Кольского п-ова.

С этими же структурами связаны Co-Cu-Ni-руды (с Pt и Au) в габбро-верлитах (интрузии Печенгского рудного поля с возрастом 2000-1980 млн лет); проявления Au (с Ag и Co) в кварцевожильных и штокверковых зонах и колчеданных рудах (Майское, Брагинское, Панареченское – все имеют возраст 1700-1600 млн лет); проявления самородной меди (Полисарское и Среднеюзинское). По времени к месторождениям Печенгского рудного поля близки месторождения и проявления Cu-Ni-руд в Лапландском гранулитовом поясе (Ловно, Лауку, Юнгес, Суэйнлагаш и др.) и в обрамлении Печенгской структуры (Аллареченское, "Восток", Карикьявр).

С меридиональными разломами пространственно ассоциируют апатитильменитовые руды в габброидах массива Гремяха-Вырмес (1900 млн лет), проявления Mo в гранодиоритах лицко-арагубского комплекса с возрастом 1760 млн лет.

Палеозойский щелочной магматизм продуцировал уникальные месторождения апатит-нефелиновых руд Хибинского плутона, эвдиалитовых и лопаритовых руд (Zr, Ti, Nb, REE) в Ловозерском плутоне, апатит-магнетитовых и редкометалльных руд в массивах щелочно-ультраосновной с карбонатами формации (Ковдор, Вуориярви, Себлявр и др.).

С молодыми рифтовыми структурами параллелизуются полиметаллические жилы побережий Баренцева и Белого морей. Кимберлитовые трубки фиксируют глубинные очаги магмообразования, зародившиеся как продукты субдукционных процессов в протерозое [*Сорохтин и др., 1996*].

На окраине Балтийского щита, на Баренцевоморской плите (шельф Баренцева, Печорского и Карского морей), сосредоточены самые крупные на арктическом шельфе России газо-конденсатные и газо-нефтяные месторождения, входящие в сферу экономического влияния Мурманской области [*Остистый и др., 1999*]. Провинция включает в себя около 40 месторождений с общими ресурсами 57 млрд т условного топлива, в том числе извлекаемыми - 35 млрд т. Около 70% этих ресурсов приходится на природный газ. В ближайшие годы планируется эксплуатация Штокмановского газо-конденсатного месторождения. Штокмановское месторождение представляет собой четыре газоносных пласта, залегающих в средне-позднеюрских отложениях, вскрытых бурением на глубину от 1700 до 3000 м. Газ метановый (более 90%), малосернистый, содержание стабильного конденсата от 4.8 до 14 г/м³. По величине учтенных запасов месторождение является уникальным в мире: газ - 2.9 трлн м³, конденсат - 85 млн т. На крупном Приразломном месторождении в Печорском море учтены запасы нефти 28 млн т. Две залежи нефти, находящиеся на глубинах 2300-2700 м, приурочены к карбон-нижне-пермским отложениям и содержат тяжелую нефть с высоким содержанием

серы. Перспективными газовыми и газо-конденсатными месторождениями провинции являются Русановское, Ледовое, Лудловское, Ленинградское, Мурманское, Северо-Кильдинское, Поморское; нефтегазоконденсатными - Северо-Гуляевское, Песчаноозерское [*Остистый и др., 1999, Хозяйственная ..., 2002*].

Все месторождения в Мурманской области представлены тремя генетическими типами: эндогенным, метаморфогенным и экзогенным. Среди преобладающих эндогенных выделяются ликвационные, раннемагматические, позднемагматические, пегматитовые, грейзеновые, гидротермальные (Fe, Ti, Cu, Ni, P, Zr, REE, Cs, Li, PGE, Mo, Au и др.). Метаморфогенные месторождения и проявления представлены метаморфическими и регионально-метаморфизо-ванными. В экзогенном типе выделяются остаточные (вермикулитовые и каолиновые коры выветривания, россыпи редких металлов, золота и предположительно алмазов), механические (глины, пески, гравий) и биохимические (доломиты, известняки, ракушечники, диатомиты).

Транзитными для всех временных эпох являются элементные пары Ti+P (корово-мантийный источник) и Au-Cu (мантийно-коровый источник), что подтверждает сопряженность процессов "растяжение-сжатие" в Кольском коллизии и обмен между мантийным и коровым веществом. Элементами-индикаторами этих процессов являются REE и PGE.

Широкую известность получили минералы, встречающиеся в Мурманской области, вошедшие в коллекции многих музеев мира. Только новых минералов на Кольском полуострове было открыто 190, из них в КНЦ РАН - 54, а всего известно 848 видов [*Борисова, Волошин, 2002*]. Аметистовые щетки Терского берега, крупные кристаллы граната, голубого кианита, крестовидные двойники ставролита Кейв, хризолит Ковдора, эвдиалит, астрофиллит, синий корунд Хибин - это

далеко не полный перечень минеральных богатств области (см. сводки [Волошин, Майстарман, 1988; Иванюк, Яковенчук, 1997; Яковенчук и др., 1999; Пеков, 2001]).

На территории восточной части Кольского полуострова выявлено значительное число новых рудопроявлений и месторождений (золото, платиноиды, редкие металлы, медь, никель, титан и др.), но ни одно из них пока не разрабатывается, что связано с отсутствием развитой инфраструктуры и капитальных средств на освоение рудных объектов.

Важно отметить, что значительное число месторождений и рудопроявлений в Мурманской области и особенно в ее восточной части было открыто лично или при непосредственном участии сотрудников Геологического института КФАН СССР и КНЦ РАН - Е.С.Антонюка, Е.М.Бакушкина, Н.Л.Балаболина, А.А.Басалаева, И.Д.Батиевой, Н.Б.Бекасовой, А.П.Белоплицкого, И.В.Белькова, А.Е.Борисова, Н.Н.Веселовского, А.Н.Виноградова, А.В.Волошина, Б.В.Гавриленко, А.В.Галахова, И.В.Гинзбург, Г.И.Горбунова, П.М.Горяинова, В.С.Докучаевой, М.И.Дубровского, В.Я.Евзерова, Д.В.Жирова, Т.Н.Ивановой, А.И.Ивлиева, Е.К.Козлова, В.В.Любцова, С.И.Макиевского, Ф.П.Митрофанова, В.З.Негруцы, Н.И.Плетневой, А.А.Предовского, Г.Ю.Пушкина, А.В.Сидоренко, А.Ф.Соседко, П.К.Чихачева, А.А.Чумакова, Б.А.Юдина и др. Особая роль в этом списке принадлежит И.В.Белькову, с чьим именем связано детальное изучение кианитов и открытие уникальной редкоземельно-редкометалльной провинции Западных Кейв, и А.В.Сидоренко, благодаря прогнозам и настойчивости которого были открыты и разведаны крупнейшие в мире месторождения слюд и редких металлов.

Систематизация видов минерального сырья Мурманской области

(жирным шрифтом выделены добываемые сегодня элементы, минералы и породы)

Металлические полезные ископаемые:

Черные металлы - **Fe, Ti**, V, Cr.

Цветные металлы - **Al, Ga, Cu, Ni, Co**, Mo, Pb, Zn, W, Sn.

Редкие металлы - **Zr, Hf, Nb, Ta, REE, Y**, Sr, Li, Cs, Rb, Be.

Радиоактивные металлы - Th, U

Благородные металлы - **Pt, Pd**, Rh, **Au, Ag**, Ru, Ir, Os.

Неметаллические полезные ископаемые:

Группа фосфора - **P**

Группа серы - **S, Se, Te**.

Индустриальные минералы:

Агрехимическое сырье: **апатит, форстерит, вермикулит**, фосфорит, ракушечник.

Огнеупорное сырье: **бадделит, оливин, форстерит**, циркон, хромит, ильменит, магнезит, кианит, силлиманит, диопсид.

Флюсовое сырье: **кварцит**, доломит, флюорит, перовскит.

Керамическое сырье: **керамические пегматиты, калиевые полевые шпаты**, мелилитит, сподумен, каолинит, эвдиалит.

Электротехническое сырье: **мусковит, флогопит**.

Техническое сырье: **нефелин, флогопит, вермикулит, карбонатит, сунгулит мусковит, эгирин**, кианит, тальк, графит, кварц, барит, асбест.

Химическое сырье: **титанит, титаномagnetит, сера** (пирит, пирротин), диатомит.

Оптическое сырье: кварц, флюорит, диопсид.

Абразивное сырье: гранат, алмаз.

Строительное сырье:

- *камень* - **строительный** (щебень, бут, поребрик);

- *гравийно-песчаный материал - строительный* (бетон, растворы, обратная засыпка, планировка); **промышленный** (флюсы);

- *глины - кирпичные* (кирпичи, строительные блоки); **керамические** (черепица, керамика, керамзит, фаянс) и огнеупорные;

- *углеродсодержащие сланцы – шунгизиты* (легкие заполнители).

Декоративно-облицовочное: **гранит, габбро, пироксенит, гранатовый амфиболит, хибинит, доломит, диорит, анортозит, тингуаит, авантюриновый кварцит, красноцветный песчаник.**

Ювелирно-поделочное: **аметист, амазонит, сапфир, эвдиалит, астрофиллит, тингуаит, доломит, серпофит, яшма, жемчуг, алмаз, хризолит.**

Таблица 4.1

Перечень главных минералов-носителей химических элементов (в порядке возрастания атомных номеров)

Атомный №	Элемент	Минералы-носители
3	Li	Сподумен, гольмквистит, литиофилит
4	Be	Берилл, гентгельвин
6	C	Графит, алмаз,
9	F	Флюорит, виллиомит
11	Na	Сода, эгирин, альбит, виллиомит, трона
12	Mg	Форстерит, флогопит, вермикулит, диопсид, тальк, асбест, серпофит, сунгулит
13	Al	Нефелин, кианит, силлиманит, каолинит, гранат, сапфир
14	Si	Кварц, аметист, кварцит, диатомит, яшма
15	P	Апатит, штаффелит, бритолит
16	S	Пирротин, пирит
19	K	Мусковит, амазонит, калиевый полевой шпат
20	Ca	Доломит, кальцит

Атомный №	Элемент	Минералы-носители
21	Sc	Тортвейтит
22	Ti	Ильменит, титанит, перовскит, титаномагнетит, лопарит,
23	V	Ильменит, Титаномагнетит
24	Cr	Хромит
26	Fe	Гематит, магнетит, мартит, титаномагнетит, ильменит
27	Co	Пентландит, кобальтин, пирротин
28	Ni	Пентландит, Пирротин
29	Cu	Халькопирит, борнит
30	Zn	Сфалерит
31	Ga	Нефелин
32	Ge	Гематит, магнетит
34	Se	Клаусталит
37	Rb	Лепидолит, нефелин, амазонит
38	Sr	Апатит, лопарит, эвдиалит
39	Y	Иттробритолит, Y-флюорит
40	Zr	Циркон, бадделеит, эвдиалит, кальцитрит
41	Nb	Пирохлор, лопарит, фергусонит, колумбит, луешит
42	Mo	Молибденит
44	Ru	Лаурит
45	Rh	Звягинцевит, пирротин
46	Pd	Меренскит, звягинцевит, брэггит, соболевскит, сопчеит
47	Ag	Серебро самородное, электрум, гессит, аргентит
50	Sn	Касситерит
52	Te	Алтаит, висмутотеллурид
55	Cs	Поллуцит
56	Ba	Барит
57-71	La, Ce и др.	Лопарит, бритолит, монацит, апатит

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Металлогенический очерк

Атомный №	Элемент	Минералы-носители
72	Hf	Циркон, бадделеит, эвдиалит
73	Ta	Танталит, колумбит, лопарит, микролит, плюомбомикролит, тантит
74	W	Шеелит, вольфрамит
76	Os	Эрлихманит
77	Ir	Изоферроплатина
78	Pt	Платина самородная, изоферроплатина, спериллит, мончеит
79	Au	Золото самородное, электрум, палладистое золото
82	Pb	Галенит

Атомный №	Элемент	Минералы-носители
83	Bi	Висмутин, самородный висмут
90	Th	Торит, торианит, давидит, циртолит, перовскит
92	U	Уранинит, настуран, гатчеттолит, ураномикролит, давидит

ПРИМЕЧАНИЕ. 64 химических элемента Таблицы Д.И.Менделеева представляют собой базовые элементы твердых полезных ископаемых Кольского региона, из них 38 относятся к добываемым.

Глава 5. СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ, ТЕНДЕНЦИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ
ГОРНОРУДНОЙ ОТРАСЛИ

Общемировые тенденции

Прежде чем переходить к проблемам горной промышленности Мурманской области, полезно рассмотреть общемировые тенденции. Период конца 1980 - начала 2000-х гг. характеризовался следующими трендами и закономерностями:

рынок полезных ископаемых и, особенно, основных биржевых цветных металлов, в рассматриваемый период отличался нестабильностью, значительными колебаниями цен с общей тенденцией к снижению (рис.5.1) [Final Programme ..., 2001, Marku Isohanni];

пик (бум) активности в горнорудном и геолого-разведочном деле отмечался в 1996-1997 гг. (рис.5.2) [Final Programme ..., 2001, John P. Steel];

после 1997 г. наблюдался резкий спад (более чем в 2 раза по объему финансирования: с 5.2 до 2.2 млрд USD в 2000 г.) геолого-разведочной деятельности с не достигнутым по состоянию на конец 2001 г. минимумом [Final Programme ..., 2001, John P. Steel];

в ретроспективе на более глубокий период (до конца 1960-х гг.) отмечается цикличность подъемов - спадов геолого-разведочной активности с периодичностью 7-11 (в среднем 9) лет;

на фоне общей тенденции спада после 1997 г. наблюдаются периодические кратковременные бумы на отдельные виды полезных ископаемых, обусловленные увеличением текущих потребностей и конъюнктуры (например, бум открытий за последние годы месторождений PGM);

происходит глобализация горной промышленности за счет слияния транснациональных компаний и создания гигантских холдингов, контролирующих более половины мировой добычи и переработки полезных ископаемых [Final Programme ..., 2001, Marku Isohanni];

появление в геологоразведке множества эффективно действующих мелких и средних фирм, базирующихся преимущественно в Канаде, Америке и Австра-

Таблица 5.1

Динамика глобализации горного бизнеса:
слияние и поглощение компаний

Фирма	Год
RIO TINTO-CRA	1995
BHP-MAGMA	1995
ANGLO AMERICAN-MINORCO	1998
ANGLO AMERICAN-ANGLO GOLD	1998
RIO TINTO-NORTH	2000
BILLITON-RIO ALGOM	2000
RIO TINTO-ASHTON	2000
BHP-BILLITON	2001
TECK-COMINCO	2001
BARRICK-HOMESTAKE	2001

лии, выполняющих самостоятельно и по подряду крупных горных компаний разведочные работы во всех районах мира (рис.5.3);

смещение центров добычи в страны третьего мира, ставка на крупнейшие и уникальные месторождения, опреде-

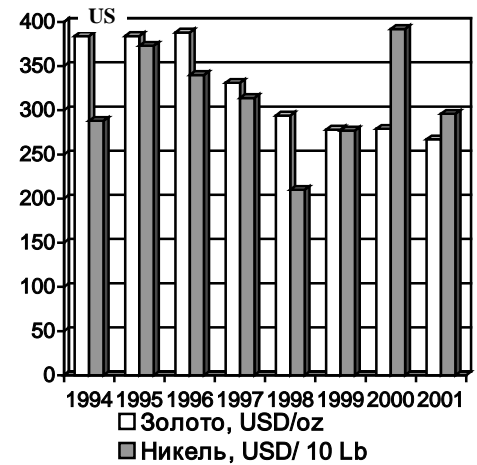


Рис.5.1. Динамика цен на золото и никель

ляющие конкурентоспособность и политику цен на многие годы и десятилетия по отдельным видам сырья;

консервация развитыми странами своих сырьевых ресурсов;

центры финального, тонкого конечного передела и рафинирования промышленных продуктов с использованием

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Проблемы, тенденции и перспективы

высоких технологий, приносящие максимальную удельную и валовую прибыль в цепочке производственных процессов от добычи до получения готовых изделий, сохраняются и закрепляются в развитых странах (Япония, США, Германия, Канада и др.).

Причина неустойчивости рынка полезных ископаемых в рассматриваемый период, возможно, кроется в несбалансированной и недальновидной конкурентной борьбе "новых" участников мирового сырьевого рынка (страны бывшего соцлагеря, СНГ и развивающиеся страны "третьего мира" Азии, Латинской Америки и Африки). Другим решающим фактором, вероятно, стало снижение потребностей военно-промышленного комплекса во многих

"стратегических" металлах вследствие "оттепели" конца 80-х гг. Показателем пример с биржевыми ценами на никель и кобальт. Если в начале-середине 80-х гг. цена на никель находилась в пределах 10-12 тыс. USD/т и кобальт 40-48 тыс. USD/т, то в 90-х гг. она резко колебалась, опускаясь до 4 тыс. USD/т и менее за ни-

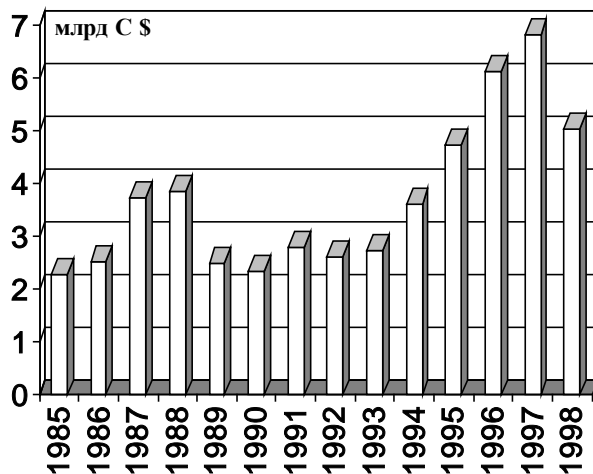


Рис.5.2. Общеглобальная динамика инвестиций на геологоразведку, млрд С (канадских) \$

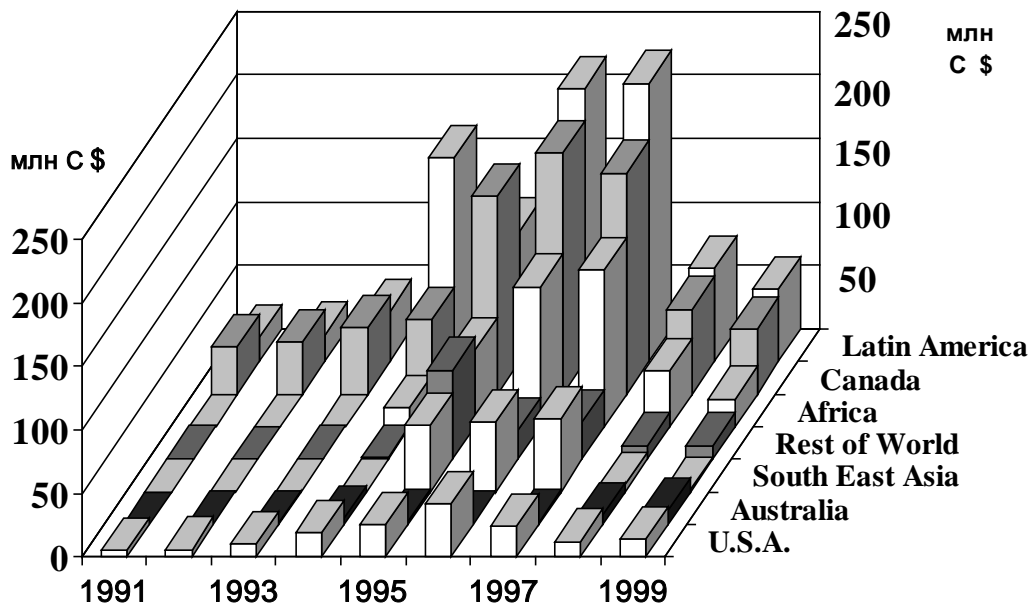


Рис.5.3. Динамика инвестиций канадских малых-средних фирм в геолого-разведочные работы в различных регионах мира, млн С (канадских) \$

кель и до 16 тыс. USD/т за кобальт [Конъюнктура мировых ..., 1997, с.71-75, с.102-107].

Агрессивным вхождением на мировой рынок новых участников, видимо, объясняется и геолого-разведочный бум 1996-1997 гг. как мера противодействия традиционных членов глобального сырьевого сообщества. Основным продуцентам главнейших в экономическом значении металлов потребовалась крупная и качественная сырьевая база, позволяющая конкурировать с низкими издержками вышеперечисленных стран. Результатом такой ответной реакции стало открытие целого ряда новых месторождений, в том числе в традиционных и хорошо освоенных районах. Например, в провинции Лабрадор (Канада) было обнаружено в 1994-1996 гг. крупнейшее, пригодное для разработки карьером месторождение Войси-Бэй с общими запасами никеля более 3 млн т и содержанием его в руде более 2% [Конъюнктура мировых ..., 1997, с.71-75]. Преимущества в финансовых ресурсах, политической и экономической поддержке на государственном национальном уровне, а также в менеджменте позволили многим западным фирмам надежно укрепить свои стратегические позиции на рынке. С другой стороны, выявились и неудачи больших горнорудных корпораций с долговременными крупными инвестиционными программами и проектами. Следствием таких неудач стало резкое сокращение ассигнований на геологоразведку после 1997 г. и ликвидация крупными горнорудными компаниями своих специальных геолого-разведочных отделов и подразделений. Для них стала выгоднее тактика освоения уже разведанных сырьевых объектов (переуступка прав) или привлечения на подрядной основе высокоэффективных, мобильных малых-средних специализированных геологических фирм, число которых к концу 90-х гг. резко выросло.

В противоположность тренду перевода геолого-разведочной отрасли в сферу деятельности мелкого-среднего бизнеса горная отрасль претерпевает глобализацию и укрупнение (см. табл.5.1). То

есть происходит передел сфер влияния, после которого в результате вытеснения мелких и средних участников, следует ожидать целенаправленных мероприятий на повышение прибыльности горнорудной деятельности. Одним из последствий этой тенденции может стать качественно другой уровень барьеров вхождения в отрасль, недостижимый для новых участников сырьевого рынка. Одну из лидирующих позиции в горном и геолого-разведочном деле сегодня прочно занимает Канада: около 50% ежегодных объемов мировых инвестиций, 280 зарегистрированных на бирже компаний, ежегодный объем торговли - 65 млрд USD. В масштабе страны это 34%-й сектор в экономике. Средние темпы роста горнорудной отрасли за истекшие 15 лет составили около 3% в год [Final Programme ..., 2001, John P. Steel].

Геолого-разведочная деятельность основных горных корпораций в настоящее время сконцентрирована преимущественно в странах, располагающихся в зонах экватора-тропиков-субтропиков, где находятся богатейшие экзогенные месторождения, а также на древних кристаллических щитах (см. рис.5.3).

В период 1997-2001 гг. доктрины ведущих развитых стран в области минерально-сырьевой базы развиваются на основе стратегического подхода: сохранить свои минерально-сырьевые ресурсы для грядущих поколений и реализации их по другой, субмонополюльной цене в условиях исчерпания альтернативных источников. В этом направлении деятельность США, Канады, Австралии, Англии и других развитых стран активизируется год от года. Например, США фокусирует внимание на углеводородах Латинской Америки, Дальнего Востока и других регионов, на бокситах Гвинеи (группа месторождений Боке) и т.д. Канада усиленно позиционирует свои интересы в отношении никеля Индонезии и Кубы [Конъюнктура мировых ..., 1997]. Подход к освоению минерально-сырьевых объектов в странах третьего мира, опирающийся на уникальное качество руд и объем запасов, дешевизну трудовых ресурсов и пе-

редовые технологии, сегодня дает ощутимые рыночные преимущества для крупных западных корпораций.

Российский горнорудный комплекс

Советский Союз был единственной индустриально развитой страной в мире, добившейся полного самообеспечения всеми видами минерального сырья. Благодаря государственной поддержке геологоразведочной отрасли, в период до 1990 г. была создана мощная минерально-сырьевая база. По объему разведанных запасов большинства видов полезных ископаемых страна занимала 1-3 место в мире. Плановая экономика, ведомственное "усреднение" эффективности деятельности предприятий и изолированное положение относительно мирового рынка сырья позволяли безубыточно осваивать все поставленные на баланс месторождения, т.е. все запасы были активными.

Оставаясь в целом великой мировой сырьевой державой (после распада СССР), Россия утратила по многим видам минерального сырья лидирующие позиции и преимущества: 21 вид полезных ископаемых относится к остродефицитным [Питерский, 1999]. К числу видов, потребности в которых удовлетворяются преимущественно за счет импорта (по состоянию на конец 1999 г.), относятся хромовые, марганцевые руды, титан, высококачественные бокситы, флюорит, сурьма, барит, бентонит, облицовочный камень и многие другие [Минеральные ресурсы, 2000]. В течение ближайших нескольких лет к ним могут добавиться: уран, олово, вольфрам, некоторые редкие и рассеянные металлы, кристаллический графит, каолин, коксующийся уголь и т.д.

За годы рыночных реформ (1990-2000 гг.) проявился ряд негативных тенденций в освоении минерально-сырьевой базы Российской Федерации:

существенно сократились объемы геолого-разведочных работ и, соответственно, прирост запасов;

распались организационно-технологические структуры и связи предприятий отрасли;

конъюнктура и конкуренция в мировом рыночном пространстве предопределили значительное сокращение экономически эффективных - активных запасов;

вследствие несовершенства законодательных основ недропользования запасы ряда высоколиквидных объектов оказались "замороженными" по бездействию лицензиям;

участились случаи хищнического недропользования за счет выработки только наиболее прибыльной части ресурсов.

В итоге к началу XXI века резко обострились проблемы с минерально-сырьевой базой: многие горнорудные предприятия, выработав значительную часть активных запасов, не обеспечены мощностями даже на кратко-среднесрочную (3-10 лет) перспективу. В условиях снижения рентабельности они не имеют ни собственных средств, ни надежного обеспечения под кредит на цели воспроизводства и прироста запасов. Происходит быстрое истощение высоколиквидной части отечественной сырьевой базы.

В результате интеграции в мировое экономическое пространство Россия оказалась неконкурентоспособной по издержкам освоения сырьевых объектов многих видов полезных ископаемых, в том числе относящихся к стратегическим. Кроме того, вследствие ослабления позиций и влияния в странах Юго-Восточной Азии, Африки, Латинской Америки и других, а также недостатка финансовых ресурсов, в последние годы сильно сократилась геолого-разведочная и инвестиционная деятельность в этих регионах.

Горнопромышленный комплекс Мурманской области

Значение горнорудной промышленности для Кольского региона трудно переоценить, особенно, если рассматривать

взаимозависимость с ней многих смежных отраслей: энергетики, транспорта, машиностроения и др. От состояния горнорудной отрасли, как известно, зависит развитие социальной сферы, экономическое благополучие, стабильность и безопасность области, экологическое состояние окружающей среды и многие другие социально-экономические аспекты [Мурманская область ..., 2001б].

В последнее десятилетие XX века остро проявилась проблема горнопромышленного комплекса (ГПК) Мурманской области: практически все крупные предприятия отрасли испытывают трудности с сырьевой базой, производством и/или сбытом своей продукции.

В немалой степени причиной сложившегося положения послужила градообразующая стратегия освоения недр в советский период, реализовавшаяся за счет создания крупных социально-экономических центров непосредственно в месте расположений уникальных сырьевых объектов и рудных узлов. Другим следствием плановой экономики явилась специализация Мурманской области, ориентированная преимущественно только на начальную стадию передела полезных ископаемых. В результате, добывая значительную долю многих полезных ископаемых от общероссийского производства, предприятия региона не являются лидерами по валовой стоимости продукции.

В большинстве карьеров Мурманской области после 50 и более (до 70) лет интенсивной эксплуатации высокорентабельная приповерхностная часть месторождений истощена. Из этого следует необходимость значительного увеличения прямых производственных издержек и капиталовложений при переходе к отработке глубоких горизонтов и подземной добыче полезных ископаемых [Мурманская область ..., 2001б; Маслов и др., 1998].

Большие проблемы несет в себе социальный аспект: разросшиеся города и поселки, общая с ГОКаи коммунальная и социальная инфраструктура, потеря частью населения трудоспособности и за

давностью лет - корней в других регионах России.

В интересах государства и области найти максимально эффективные решения, позволяющие сгладить и нейтрализовать эти негативные тенденции.

ОАО "Олкон"

"Олкон" разрабатывает открытым способом 5 месторождений железистых кварцитов Заимандровского района: Оленегорское, Кировогорское, им.проф. Баумана, XV лет Октября и Комсомольское (с 1999 г.). ОАО "Олкон" расположен в г.Оленегорске в 100 км от Мурманска, в непосредственной близости от Октябрьской железной дороги и автомагистрали С.-Петербург - Мурманск. В его состав входят пять карьеров, дробильно-обогажительная фабрика, цех по производству феррито-стронциевых порошков и обеспечивающие подразделения. Общая численность трудящихся составляет 4700 чел. [Мельников, Каспарьян, 1998; Мурманская область ..., 2001б]. Оленегорский ГОК является одним из крупнейших в Северном регионе производителей высокопрочного щебня из вскрышных кварцитов. На Оленегорском карьере с 1981 г. используется дробильно-конвейерный комплекс циклично-поточной технологии мощностью до 12 млн т в год. Основным потребителем вырабатываемого железного концентрата является АО "Северсталь" (г.Череповец) [Мельников, Каспарьян, 1998].

Содержание $Fe_{\text{общ}}$ в рудах - 29.6-31.2%. В 2000 г. добыто 9.8 млн т руды (при проектной производительности карьеров 11.4 млн т), из которой получено 3.87 млн т концентрата с содержанием Fe 65.88%. Остаток балансовых запасов на 01.01.1999 г. составляет 543 млн т, в том числе для открытых работ - 100 млн т [Состояние окружающей ..., 2001; Мурманская область ..., 2001б].

Обеспеченность запасами для открытых работ краткосрочная. Открытый карьер самого крупного, Оленегорского месторождения, делающий основной вклад в добычу железных руд, подходит к

конечным проектным границам (рис.5.4). Остальные действующие и вводимые карьеры: Кировогорский, им.проф. Баумана, XV лет Октября и Комсомольский не смогут восполнить убытия мощностей по руде.

Перед комбинатом стоит проблема обоснования и проектирования подземных рудников на Оленегорском или Кировогорском месторождениях (последний вариант по состоянию на 1.01.2002 г. принят к производству). Оленегорское месторождение имеет преимущества за счет развитой инфраструктуры и объемов запасов, а на Кировогорском ориентируются на лучшее качество руды. Альтернативой является освоение нескольких мелких месторождений в радиусе 15-20 км от ГОКа небольшими карьерами (производительностью до 500-600 тыс. т руды/г) [Маслов и др., 1998]. Наиболее перспективными из них являются: Южно-Кахозерское (24 млн т), Куркенпахк (16 млн т), Печегубское (64 млн т), Айвар (35 млн т), Аномальное (13 млн т) - месторождения с суммарными запасами около 152 млн т руды [Мультимедийный справочник ..., 2001]. Оба эти варианта характеризуются близкими технико-экономическими показателями на грани убыточности. Повышение рентабельности "Олкон" возможно только за счет выпуска продукции более высокой степени передела (окатыши, суперконцентрат, ферритовые порошки, BaSr-магниты и др.) и попутной продукции: из хвостов обогащения - силикатный кирпич, а из пород вскрыши - щебень, что также требует значительных капвложений. Необходимо отметить, что комбинат вовремя сфокусировал внимание на инновационных исследованиях и начал в 1988 г. выпуск гостированного щебня (до 1.5 млн м³ товарного щебня в год), а в 1997 г. - ферритовых стронциевых порошков, значительно стабилизировавших финансовое положение комбината. Комбинат нашел доводы и убедил своих основных потребителей ("Северсталь") участвовать в поддержке сырьевой базы и производственных мощ-



Рис.5.4. Оленегорский карьер. На дальнем фланге видны отвалы (засыпка выработанного пространства)

ностей комбината. Примером плодотворного сотрудничества является пуск в 1999 г. Комсомольского карьера (около 75% инвестиций "Северстали") [Мультимедийный справочник ..., 2001].

ОАО "Севредмет"

"Севредмет" расположен в центре Кольского полуострова, в Ловозерском районе, является градообразующим для п. Ревда и связан автодорогой протяженностью 70 км с автомагистралью С.-Петербург-Мурманск, а также внутренней железной дорогой через ст.Титан с Октябрьской железной дорогой. На предприятии работает 2200-2300 чел. [Мельников, Каспарьян, 1998]. ОАО "Севредмет" ("Ловозерская горная компания") - единственный в РФ действующий горно-обоганительный комбинат по производству лопаритового концентрата, являющегося стратегическим сырьем для производства тантала, ниобия, титана и редкоземельных элементов. Концентрат отгружается монопотребителю - Соликамскому магниевому заводу, продукция которого идет в основном на экспорт (97%). В составе комбината два подземных рудника ("Умбозеро" и "Карнасурт") и обогатительная фабрика.

После землетрясения в августе 2000 г. рудник "Умбозеро" находится на реставрации. В настоящее время комбинат переживает финансовые трудности, связанные с разрывом связей с потребителями

концентрата (например, предприятия в г.Силламяэ -Эстония). Если в 1990 г. комбинатом добыто почти 3 млн т руды, то в 2000 г. - всего 486 тыс. т товарной руды [Состояние окружающей ..., 2001; Мурманская область ..., 2001б].

Обеспеченность запасами предприятия очень высокая - на несколько сотен лет. Однако пространственная оторванность и ограниченность круга потребителей лопаритового концентрата не позволяют комбинату в полной мере реализовать производственные возможности (фактическая мощность 10-15% от проектных показателей). Тяжелое финансовое положение на протяжении ряда лет делает исключительно низкой инвестиционную привлекательность предприятия. Предпринимаемые инновационные мероприятия: выпуск опытно-промышленной партии эвдиалитового концентрата с содержанием эвдиалита до 80% (табл.5.2) из месторождения Аллуайв [Мультимедийный справочник ..., 2001], получение лицензии на разработку Плоскогорского месторождения амазонита и других, также не принесли успеха. С другой стороны, уникальность Ловозерского массива как сырьевого источника может при условии привлечения значительных инвестиций на модернизацию стать основой мощного конкурентоспособного горнохимического комбината. Определяющими успех факто-

рами должны стать более глубокая степень передела сырья и диверсификация производства по ассортименту выпускаемой продукции. В этом направлении интенсивно работают специалисты КНЦ РАН, предлагая перспективные и эффективные технологические схемы гидрометаллургического передела лопаритовых и других концентратов [Калинников и др., 1999]. Для всесторонней оценки перспектив комбината необходимо также учитывать стратегическое положение этого горнорудного узла, являющегося ключевым для освоения Северо-Востока Мурманской области.

ОАО "Ковдорслюда"

В состав ОАО "Ковдорслюда" входят: флогопитовый рудник с участками открытых и подземных работ, вермикулитовый карьер, флогопитовая и вермикулитовая обогатительные фабрики, цех помола слюд и другие подразделения (рис.5.5). Численность трудового коллектива составляет около 780 чел. [Мультимедийный справочник ..., 2001]. В настоящее время подземные работы законсервированы, добыча флогопита и вермикулита производится только открытым способом. "Ковдорслюда" является единственным в России производителем флогопитовой и вермикулитовой продукции для строитель-

Таблица 5.2
Состав эвдиалитового концентрата из эвдиалитовых люваритов участка Аллуайв

Оксиды	Содержание, %	Оксиды	Содержание, %
ZrO ₂	10.9	Al ₂ O ₃	2.5
Nb ₂ O ₅	0.85	MgO	0.35
Ta ₂ O ₅	0.05	CaO	6.6
TR ₂ O ₃	2.03	MnO	2.5
TiO ₂	2.0	ThO ₂	0.011
SiO ₂	45.5	SrO	1.35
Fe ₂ O ₃	5.5	Y ₂ O ₃	0.45
P ₂ O ₅	<0.05		

ПРИМЕЧАНИЕ. Основные области применения концентрата: в металлургии - в качестве регулирующих добавок в чугуны и стали; в керамической промышленности - для производства глазури и в качестве плавня в составе керамических масс; для производства устойчивых и прочных видов стекловолокна, в том числе пригодных в качестве заменителя стальной арматуры при изготовлении бетонных изделий; как исходное сырье для извлечения циркония, тяжелых редких земель, иттрия.

забойного сырца-флогопита. При годовой мощности предприятия по руде 415 тыс. т вермикулита и 25 тыс. т флогопита обеспеченность запасами составляет сотни лет. Фактически в 2000 г. добыто 6 тыс. т флогопита и 287 тыс. т вермикулита [*Состояние окружающей ...*, 2001].

Для ОАО "Ковдорслюда" проблемы носят в основном производственный и экономический характер. В кризисные перестроечные годы не были своевременно реализованы необходимые горно-капитальные работы на Флогопитовом карьере (рис.5.6). В результате для того, чтобы в ближайшем будущем на карьере не были приостановлены работы из-за выработки доступных в сложившихся условиях запасов, предприятие вынуждено изыскивать дополнительные резервы и технические решения для нейтрализации сложившейся ситуации. Другой причиной неустойчивого положения является потеря главного рынка сбыта - отечественного ВПК. Кроме того, в электронике - основной области применения наиболее дорогостоящей товарной продукции - листовой слюды в настоящее время сформировались предпочтения альтернативных технологий без использования этого вида природного сырья.

Выход из сложившейся ситуации виден в модернизации оборудования, нахождении новых областей применения, а также в достижении конкурентоспособного качества продукции, пользующейся спросом на мировом рынке.

Одним из перспективных направлений является организация производства тонкого помола слюд для применения в лакокрасочной и резинотехнической промышленности, что возможно только в случае привлечения значительных (примерно 5 млн долларов США) инвестиций для их реконструкции [*Слюдяные ...*, 1998].

ОАО "Ковдорский ГОК"

"Ковдорский ГОК" расположен в западной части Кольского полуострова и связан с Октябрьской железной дорогой железнодорожной веткой длиной 120 км. Сырьевой базой комбината являются: Ковдорское месторождение комплексных

бадделеит-апатит-магнетитовых (с содержанием $Fe_{\text{общ}}$ 25.4% и P_2O_5 7.3%) и маложелезистых руд, а также техногенное месторождение отходов мокрой магнитной сепарации - лежалых хвостов обогатительной фабрики, накопленных за прежние годы эксплуатации (рис.5.7) [*Мультимедийный справочник ...*, 2001].

Проектная производительность карьера - 16 млн т по руде. В 2000 г. добыто 11 млн т руды. На фабриках переработано 8.97 млн т рудной массы и 3.8 млн т лежалых хвостов мокрой магнитной сепарации (ММС), накопленных за 1962-1981 гг. Получено 3.22 млн т магнетитового концентрата и 1.59 млн т апатитового концентрата (в том числе 644 тыс. т выпущено из хвостов ММС). Остаток балансовых запасов комплексных руд на 01.01.2001 г. составляет 541 млн т. Обеспеченность запасами для открытых работ - 34 года [*Состояние окружающей ...*, 2001].

Запасы техногенного месторождения хвостов ММС с содержанием P_2O_5 10.8% составляют на 01.01.2001 г. 50.6 млн т. Разработка их начата с 1995 г. с целью увеличения выпуска апатитового концентрата, пользующегося повышенным спросом (в отличие от магнетитового концентрата, который частично складировается). Максимальная проектная годовая добыча из хвостов - 4 млн т [*Состояние окружающей ...*, 2001]. Ценнейшим попутным продуктом при переработке комплексных руд и лежалых хвостов является бадделеитовый концентрат с содержанием ZrO_2 98.3%. Извлечение бадделеита составляет 24% (как из руд, так и из хвостов). Комбинат вырабатывает 100% объема российского (до 6 тыс. т), что составляет около 50% мирового объема производства бадделеита [*Мультимедийный справочник ...*, 2001; *Мурманская ...*, 2001б].

Комбинат активно и успешно проводит инновационную и инвестиционную политику: осваивает техногенное апатит-бадделеитовое месторождение (лежалые хвосты обогатительной фабрики за период 1962-1975 гг.), обеспечивающее при современном уровне добычи запасы на 15-20-лет, внедряет на АБОФ (апатит-бадделеитовая обогатительная фабрика)

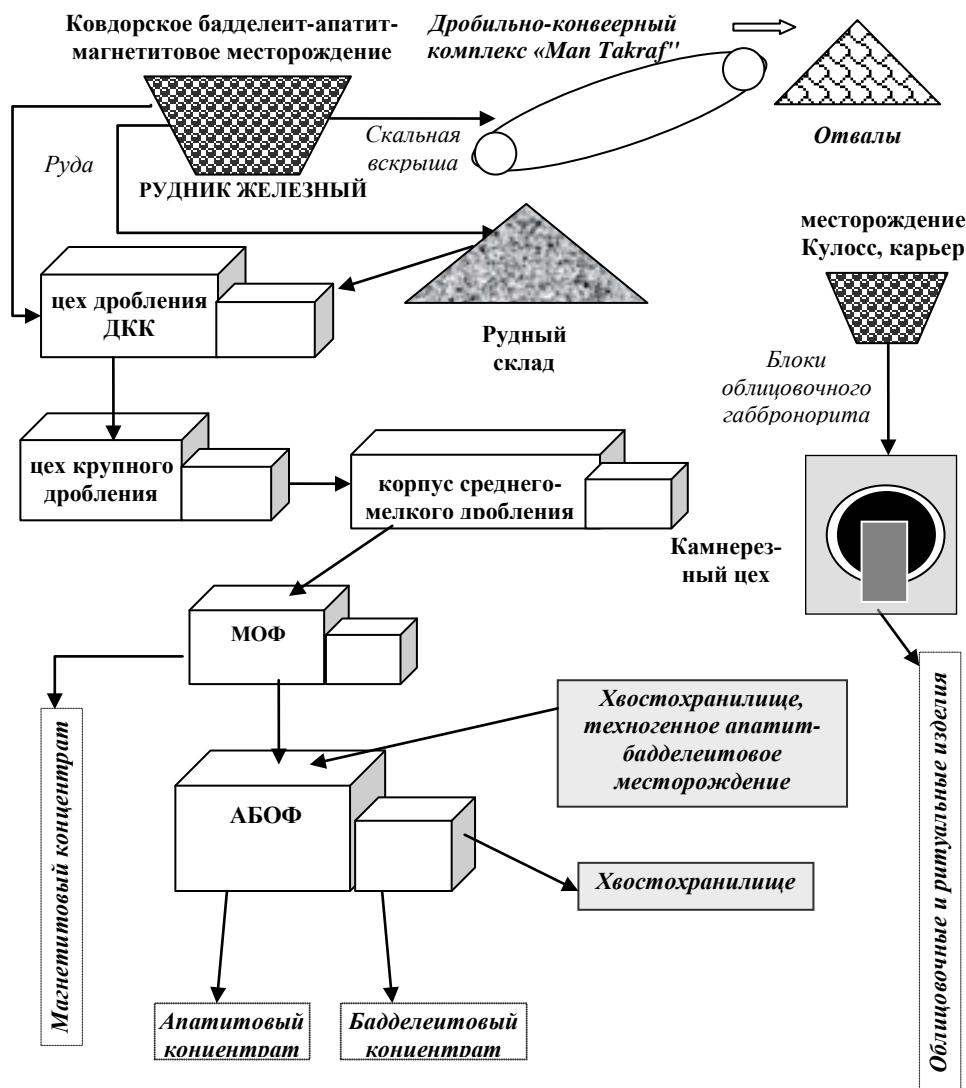


Рис.5.7. Упрощенная структурная технологическая схема ОАО "Ковдорский ГОК"

новую автоматизированную флотационную линию фирмы "Outokumpu", на руднике - установку дробильно-конвейерного комплекса фирмы "Man Takraf" для удаления скальной вскрыши с глубоких горизонтов (рис.5.8), проектирует совместно с ГУП "ВИОГЕМ" информационно-технологическую систему геолого-маркшейдерского обеспечения горных работ и др. В настоящее время комбинат с целью восполнения выбывающих мощностей и увеличения рентабельности предприятия в кратко-среднесрочной перспективе проводит разведку и опытно-технологическое

опробование Ковдорского апатит-штаффелитового месторождения. Запасы последнего составляют около 40 млн т руды с содержанием P_2O_5 17% и $Fe_{общ}$ 8.3% [Мультимедийный справочник ..., 2001].

ОАО "Кольская горно-металлургическая компания"

"Кольская горно-металлургическая компания" (КГМК) образована 16 ноября 1998 г., объединив предприятия, представляющие собой единый технологиче-

ский комплекс: ОАО "ГМК Печенганикель", ОАО "Комбинат Североникель" и ОАО "Оленегорский механический завод".

"КГМК" - дочерняя компания РАО "Норильский никель" - производит никель, медь, кобальт, драгоценные металлы, обеспечивая до 1/3 налоговых сборов Мурманской области и около 80 тыс. рабочих мест [Мультимедийный справочник ..., 2001; Мурманская ..., 2001б].

ГМК "Печенганикель"

Акционерское общество "ГМК Печенганикель" (территориально обособленное структурное предприятие - структурная единица ОАО "Кольская ГМК") располагается на крайнем северо-западе области, в непосредственной близости от государственной границы с Норвегией, в 180 км от Мурманска, с которым связан автомобильной и железной дорогами. Рудной базой комбината являются месторождения сульфидных медно-никелевых руд, которые обрабатываются открытым (месторождение Ждановское) и подземным способами (месторождения Заполярное, Котсельваара-Каммикиви, Семилетка) [Блатов и др., 1998]. В составе комбината "ГМК Печенганикель" находятся 3 рудника, 1 обогатительная фабрика, цех обжига, плавильный и серноокислотный цеха, автотранспортный, железнодорожный и другие цеха обеспечения производства, а также Печенгская геолого-разведочная экспедиция (рис.5.9) [Мультимедийный справочник ..., 2001]. Сырьем комбината служит собственная сульфидная медно-никелевая руда с содержанием никеля 0.6-1.7% и меди 0.3-0.77%, а также богатая руда АО "Норильский комбинат". По количеству разведанных запасов Печенгско-Аллареченский рудный район является вторым по значению в России после Норильского (20% запасов России) и одним из ведущих никельдобывающих районов мира. Достаточно сказать, что до открытия богатых месторождений Но-



Рис.5.8. Дробильно-конвейерный комплекс фирмы "Man Takraf", рудник "Железный" Ковдорского ГОКа

орильского района Ждановское месторождение являлось самым крупным в России и не имело мировых аналогов. За все время эксплуатации (с 1938 г.) из месторождений Мурманской области добыто около 2.2 млн т никеля, в том числе из руд печенгских месторождений около 2.05 млн т и из руд месторождений Мончегорского района 0.15 млн т. Количество разведанных запасов руды по состоянию на 1.01.2000 г. превышало количество погашенных за весь период отработки [Блатов, Соколов, 1996; Камкин и др., 2000].

На комбинате трудятся около 10 тыс. человек. Основной товарной продукцией предприятия являются фанштейн, перерабатываемый по толлингу на ОАО "Комбинат Североникель", и серная кислота.

ОАО "ГМК Печенганикель" в бли-

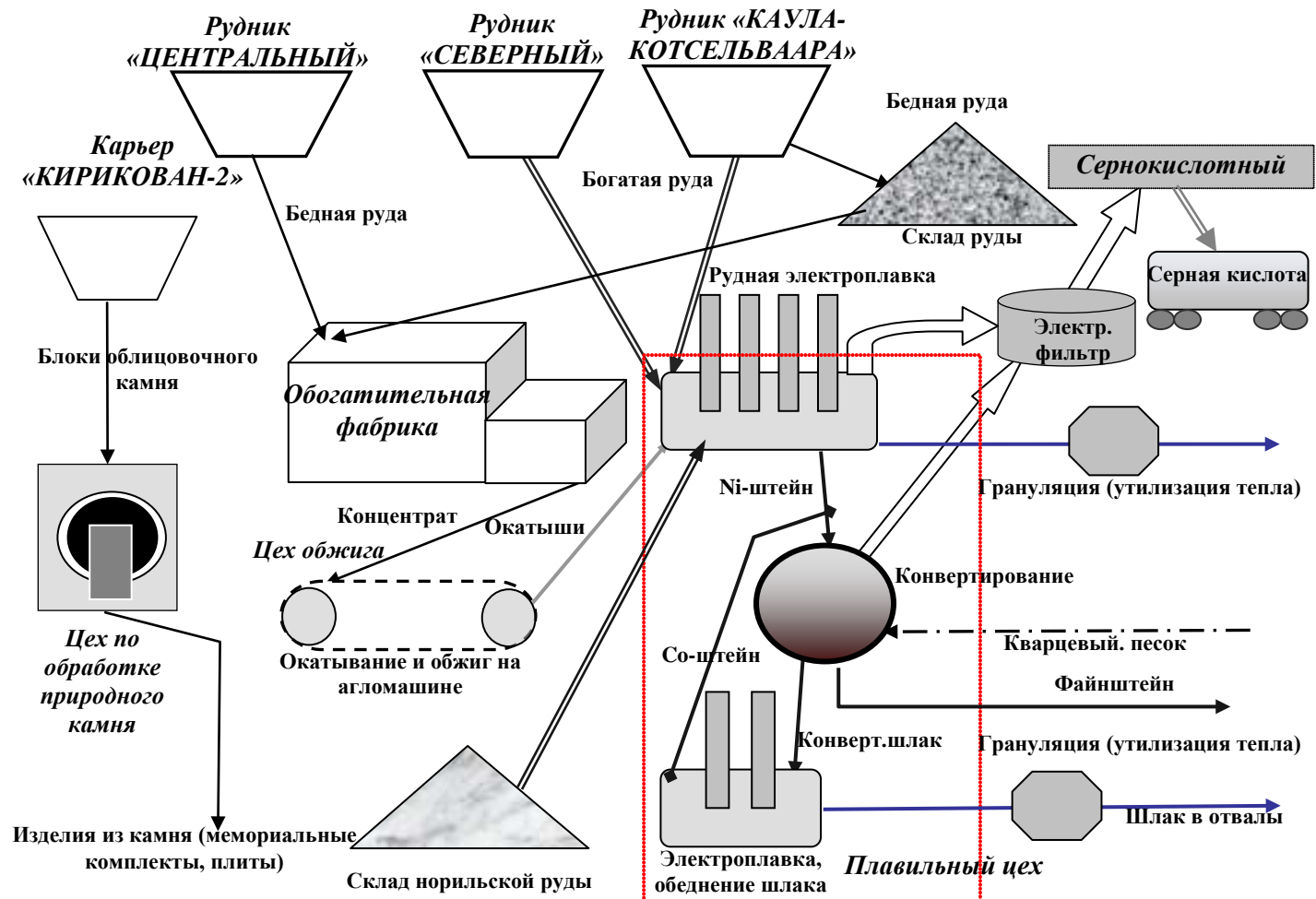


Рис.5.9. Упрощенная структурная технологическая схема ОАО "ГМК Печenganикель"

жайшее время в полной мере столкнется с необходимостью восполнения выбывающих мощностей и запасов [Маслов и др., 1998]. Карьер "Центральный" Ждановского месторождения (рис.5.10), производящий около половины руды комбината (от годовой производительности компании в 7.3-7.4 млн т), отработает запасы в рамках



Рис.5.10. Карьер "Центральный" Ждановского месторождения

действующего проекта к 2006 г. К 2010 г. завершит работу карьер "Западный" - второй по производительности, а в 2007 г. закончит извлечение целиков и породной закладки рудник "Каула-Котсельваара" [Камкин и др., 2000; Мультимедийный справочник ..., 2001]. В связи с этими обстоятельствами комбинат предпринимаются значительные инвестиционные и инновационные шаги. Прежде всего, проводятся горно-капитальные упреждающие работы по созданию объединенной рудничной инфраструктуры планируемого подземного рудника "Центральный" на базе глубоких горизонтов Ждановского и Быстринского месторождений, рудника

"Северный" (месторождение богатых руд Заполярное), а также планируемых к освоению в более долгосрочной перспективе месторождений Спутник, Тундровое и Верхнее. В случае реализации этих планов представится возможность освоения одним шахтным полем 4-5 месторождений.

Кроме того, планируется также реанимировать Юго-Восточный карьер Ждановского месторождения. "ГМК Печенганикель" (в рамках программы развития ОАО "Кольская ГМК") проводит интенсивные поисковые работы на медно-никелевые руды в Печенго-Аллареченском, Кольском и Мончегорском районах. Большинство из выявленных объектов мелкомасштабны. Наиболее перспективными из пригодных для открытой добычи являются месторождения Карикьявр, Ловноозерское и группа мелких тел Печенгского рудного поля (Южная Мирона, Северный Соукер-Йоки, Пахта-ярви и Колос-Йоки). Резервы Печенгско-Аллареченского рудного района как крупного объекта для разработки открытым способом при современной степени изученности практически исчерпаны. Сырьевая база комбината может быть укреплена за счет обнаружения крупного месторождения богатых руд на средних-больших глубинах (1000-2000 м) в Печенгской структуре или несколько средних месторождений богатых руд аллареченского типа, пригодных для открытой отработки. Помимо традиционного направления, ГМК "Печенганикель" диверсифицирует производство по сырьевой специализации: осуществляет с 1999 г. разведку титаномагнетитильменитового месторождения Юго-Восточная Гремяха с целью добычи руд и организации производства титанового пигмента.

ОАО "Комбинат Североникель"

Комбинат работает на привозном сырье. Предприятие перерабатывает богатую медно-никелевую руду и фэйнштейн ОАО "Норильский комбинат", фэйнштейн

ОАО "ГМК Печенганикель", а также лом, отходы и сырье как отечественных, так и зарубежных поставщиков. Основными цехами комбината, на котором трудится около 13 тыс. человек, являются: плавильный, разделения фэйнштейна, рафинировочный и плавильный анодного никеля, два цеха электролиза никеля, цеха электролиза меди и карбонильного никеля, а также металлургический, медный и серно-кислотный (рис.5.11) [Мультимедийный справочник ..., 2001; Мурманская ..., 2001б]. Комбинат выпускает 12 видов товарной продукции, извлекая 14 химических элементов таблицы Менделеева. Это - электролитные никель и медь, широкий спектр карбонильных никелевых порошков, кобальтовый концентрат, концентраты металлов платиновой группы, высококачественная серная кислота и другие. Годовая мощность комбината до 70 тыс. т никеля [Мультимедийный справочник ..., 2001; Мурманская ..., 2001б].

В настоящее время ОАО "Комбинат Североникель" активизирует деятельность по подготовке сырьевой базы хромовых руд (стратегического, дефицитного для России, вида сырья после распада СССР) на базе Сопчеозерского месторождения [Ермаков и др., 2000], а также производит переоценку потенциала нижних горизонтов месторождения НКТ (Ниттис-Кумужья-Травяная), в том числе и на металлы платиновой группы. В 1999-2001 гг. проводились вскрышные и планировочные работы в Хромитовом карьере, а также совместно с ГоИ КНЦ РАН отработывалась технология обогащения и передела руд [Мультимедийный справочник ..., 2001]. С учетом расположения в освоенном горнорудном районе Сопчеозерское месторождение имеет хорошие перспективы (при среднем содержании Cr_2O_3 25-26% запасы руды приближаются к 10 млн т) [Камкин и др., 2000; Ракаев и др., 2000; Мультимедийный справочник ..., 2001].

ОАО "Апатит"

ОАО "Апатит" основано на базе комбината "Апатит", который с 1930 г. ведет добычу сырья для минеральных удоб-

рений, глинозема и другой попутной продукции. Фосфатные руды во всем мире относятся к стратегическим видам минерального сырья, обеспечивающим экономическую безопасность государства. Комбинат расположен в центральной части Кольского полуострова и является градообразующим для двух городов - Кировска и Апатитов. Расстояние от г.Апатиты до Мурманска по железной дороге или автомагистрали составляет 200 км. На комбинате в настоящее время трудятся около 15000 чел.

В России апатитовый концентрат выпускается только в Мурманской области, при этом 85% приходится на долю ОАО "Апатит". "Апатит" разрабатывает открытым (65%) и подземным (3.5%) способами объединенным Кировским и Расвумчоррским подземными, а также Центральным и Восточным открытыми рудниками апатито-нефелиновые руды 6 месторождений Хибинского массива. Еще три месторождения находятся на балансе предприятия в резерве. По качеству руды, масштабам и запасам месторождения Хибинны являются уникальными не только в России, но и во всем мире.

Кроме рудников, в состав горнохимического объединения входят три обогащательные фабрики, из которых в настоящее время функционируют АНОФ-2 и АНОФ-3, а также ряд цехов, обеспечивающих производство и жизнедеятельность предприятия: железнодорожный и автотранспортный цеха, цех по производству промышленных взрывчатых материалов и другие, - более 20 подразделений (рис.5.12) [Мультимедийный справочник ..., 2001; Природопользование ..., 2001, Федоров]. Балансовые запасы комплексных руд по 9 месторождениям Хибин по состоянию на 01.01.2001 г. составляют по категории А+В+С₁ 3710 млн т руды (510 млн т P_2O_5) и по категории С₂ - 451 млн т руды при среднем содержании P_2O_5 13.7% [Состояние окружающей ..., 2001; Мурманская ..., 2001б]. Помимо фосфора (P_2O_5), ГКЗ утверждены запасы фтора, стронция, редких земель в апатите; алюминия, рубидия, цезия и галлия в нефели-

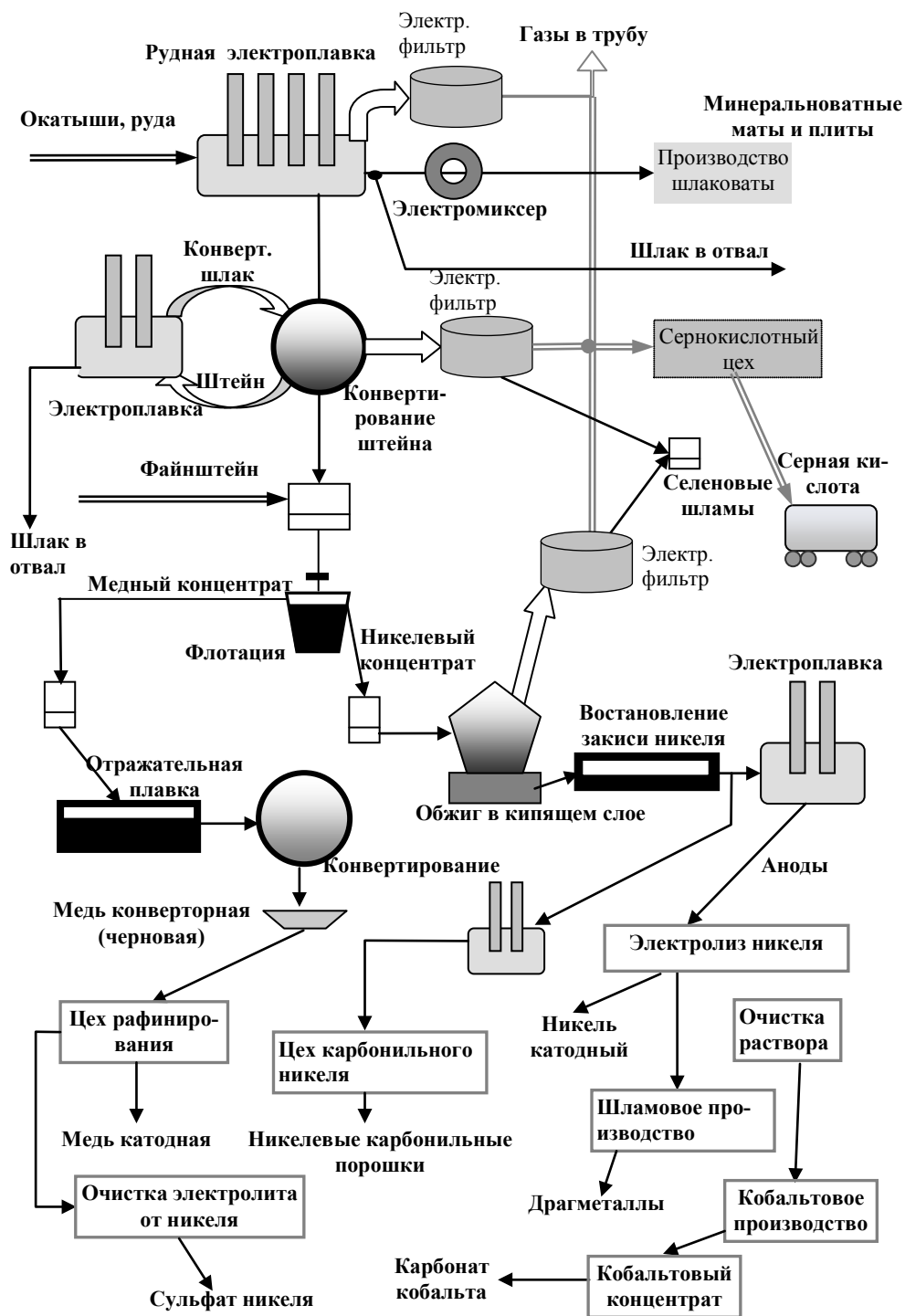


Рис.5.11. Упрощенная структурная технологическая схема ОАО "Комбинат Североникель"

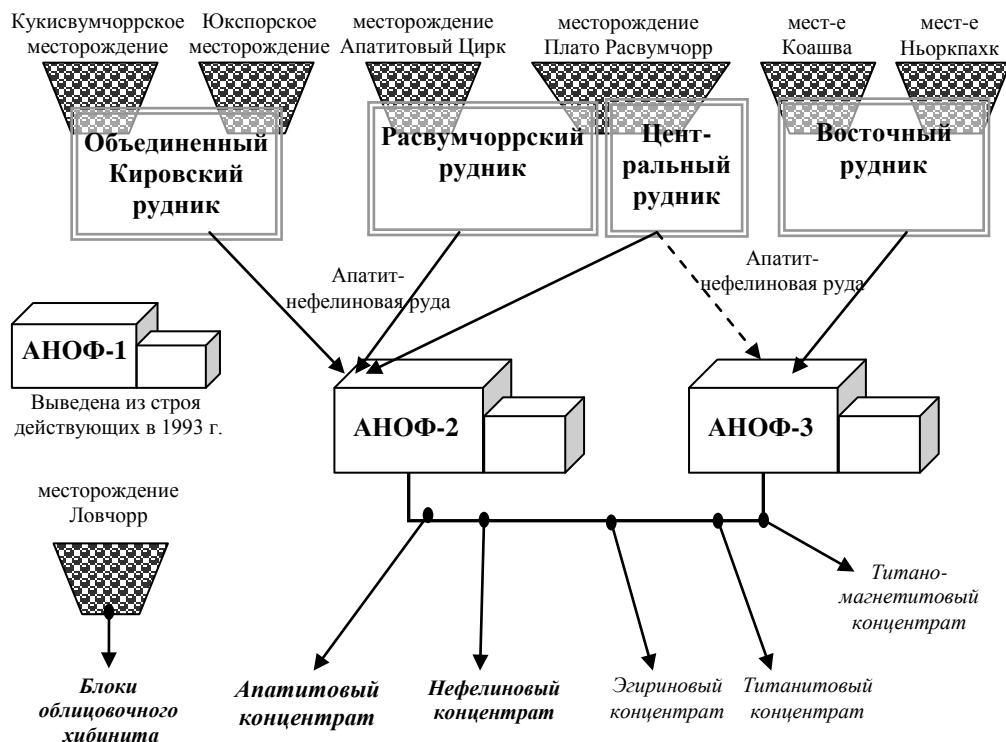


Рис.5.12. Упрощенная структурная схема ОАО "Апатит"

не, а также запасы титанита и титаномагнетита. Обеспеченность действующих рудников запасами руды - долгосрочная, даже без учета освоения новых месторождений.

В 2000 г. добыто 28 млн т руды (максимальная добыча была достигнута в 1989 г. и составила 58.3 млн т), в том числе 18.3 млн т (65%) добыто открытым способом. Содержание P_2O_5 в руде составило 14.1%. Выработано 9 млн т апатитового (39% P_2O_5) и 0.88 млн т нефелинового (28.5% Al_2O_3) концентратов [Мурманская ..., 2001б]. В настоящее время (2000-2001 гг.) из добытой руды полностью извлекают апатит, частично нефелин и немного титанита. Значительная часть нефелина, титаномагнетита (16-18% TiO_2), титанита и эгирина ежегодно в количестве 15-20 млн т пополняют отвалы обогатительных фабрик [Состояние окружающей ..., 2001].

ОАО "Апатит" обеспечен по сравнению с другими горнорудными предприятиями области более надежной и ста-

бильной сырьевой базой. Однако период перестройки негативно отразился на планах и производстве комбината. Поддерживание мощностей по добыче руды в конце 1980 - середине 1990 гг. было реализовано за счет наращивания объемов открытых горных работ, что привело к реструктуризации соотношения запасов, намечаемых к открытой и подземной добыче, а также к резкому уменьшению запасов наиболее богатых и легкодоступных руд. В 1996-1998 гг. с целью осуществления переоценки перспектив развития ОАО "Апатит" совместно с группой институтов (НИУИФ, Гипроруда, Механобр-Инжиниринг, НИИгипрохим) было подготовлено "ТЭО оптимального развития объединения до 2015 г. и на дальнейшую перспективу". На основе выводов ТЭО был принят к реализации вариант производства апатитового концентрата на уровне 8.5-9 млн т до 2015 г. с возможным кратковременным увеличением до 9.3-9.5 млн т в год [Природопользование ..., 2001, Федоров]. При этом необходимы значительные

капитальные вложения для поддержания мощностей на каждом из 4 рудников (в сумме более 1100 млн USD в рассматриваемый период) [Мультимедийный справочник ..., 2001]. В дальнейшем для выполнения выбывающих мощностей необходимо освоение одного - двух резервных средних по масштабам месторождений (предположительно, Олений Ручей, Партомчорр).

Перспективными направлениями повышения эффективности освоения апатито-нефелиновых руд Хибин являются создание в Мурманской области производств с большей степенью передела производимых апатитового и нефелинового концентратов (заводов по производству фосфорной кислоты и/или глинозема), а также проведение дальнейших технологических и маркетинговых исследований по использованию других попутных компонентов [Состояние окружающей ..., 2001].

В последние годы ОАО "Апатит" начинает оценивать перспективы освоения нетрадиционных сырьевых источников востока Кольского полуострова: платино-металльных месторождений Федорово-Панского массива и кианитов Кейв.

Из других горнорудных предприятий области необходимо отметить ОАО "Чалмозеро", разрабатывающее полевошпатовое месторождение Куру-Ваара, и ТОО "Мусковит", добывающее кварц-полевошпатовое сырье, мелкоразмерный и попутно листовый мусковит из месторождения Риколатва. Обеспеченность запасами вышеперечисленных предприятий при существующих мощностях весьма долгосрочная. ОАО "Чалмозеро" и ТОО "Мусковит" по масштабам производства относятся к объектам малого горного бизнеса. Проблемы предприятий преимущественно экономического и технического характера (оснащенность устаревшим оборудованием), а перспективы связаны с модернизацией и поиском новых областей сбыта.

На ГПК области в целом негативно сказывается совпадение сроков выбывания основных мощностей большинства предприятий на один относительно небольшой период 2005-2015 гг. Следовательно, к этому времени каждому из

крупных горнопромышленных предприятий необходимо определиться и решить вопрос с сырьевой базой: дорабатывать свою или перепрофилироваться на новую. Наступает переломный этап освоения недр Мурманской области, диктующий необходимость уже сегодня закладывать фундамент будущего ГПК региона.

Геолого-разведочная отрасль

Мурманская область по праву считается одной из самых изученных в геологическом отношении областей России.

Анализ опыта работы крупных горнорудных предприятий в советский период показывает, что на оценочные и разведочные работы без учета поисковых и региональных стадий расходовалось в зависимости от рудной специализации, сложности горно-геологических условий и многих других факторов от 2 до 10-12%, а в некоторых случаях и более от общей стоимости произведенного товарного продукта из минерального сырья. Статья затрат на геологию в целом была второй строкой в бюджете страны после ВПК. Результатом такого подхода являлось благополучное положение с запасами (в том числе и с активной их частью) на 10-15 и более лет вперед практически по всем видам полезных ископаемых [Афанасьев и др., 1997]. Для справки: общемировые активные запасы руд основных биржевых металлов поддерживаются с опережением в среднем на 30-35 лет [Final Programme ..., 2001, John P. Steel].

Во второй половине 1990 гг. (до 2001 г. включительно) часть выручки предприятий изымалась в виде роялти на геологическое изучение недр и мобилизовалась в целевой Государственный внебюджетный фонд воспроизводства минерально-сырьевой базы, из которой горнорудные предприятия на собственные нужды могли по прошедшим геологическую экспертизу проектам (геологическое изучение недр за исключением разведки) оставлять в своем распоряжении до 60-70% этих средств. Этот целевой фонд послужил своеобразным буфе-

ром, позволившим стабилизировать положение в геологии после первой волны тотального сокращения финансирования отрасли 1992-1994 гг. и частично решить некоторые проблемы горнорудных предприятий. После 2001 г. инвестиционная и инновационная геолого-разведочная деятельность возложена на недропользователей. Государственное участие в изучении недр сведено к минимуму. Тем самым все экономические и производственные вопросы горного и геолого-разведочного дела предложено регулировать самим предприятиям.

Следует отметить, что, находясь в непростых финансово-экономических условиях, горнорудные предприятия области предпринимает попытки объединить усилия в сфере поддержания качественной и конкурентоспособной сырьевой базы. Обращают на себя внимание инициативы создания стратегического альянса предприятий ГПК, КНЦ РАН и других научных организаций области [Природопользование ..., 2001, Мироевский] для решения совместных маркетинговых задач и производственных долгосрочных проектов, а также организации крупными горнорудными предприятиями области внебюджетного венчурного геологического фонда на паевых основах для осуществления общих инновационных целей и формирования стратегии освоения минеральных богатств края с учетом интересов местных производителей.

Вышеперечисленные факторы предопределяют необходимость разработки концептуальных подходов к освоению недр Мурманской области на основании системного и комплексного переосмысления, переоценки и анализа всех геолого-геофизических, экологических, экономических и технических аспектов и данных. Должны быть определены стратегические направления, на которых следует сконцентрировать усилия всех заинтересованных сторон: ГОКов, геолого-разведочных и научных организаций, Администрации и Комитета природных ресурсов по Мурманской области, а также, возможно, некоторых потребителей продукции.

Стратегические подходы, решения, рекомендации и перспективы

При разработке программы освоения недр Мурманской области на средне-долгосрочную перспективу необходимо учесть многие вопросы, положения, концепции и рекомендации.

Принципиальные подходы к дальнейшему освоению минерально-сырьевой базы Мурманской области можно условно сгруппировать в пять стратегических направлений:

- 1) подготовка и отработка активных запасов традиционных полезных ископаемых в освоенных рудных районах;
- 2) создание новых горнопромышленных центров в неосвоенных областях Колыского полуострова на базе крупных - уникальных объектов традиционных и нетрадиционных видов сырья;
- 3) перепрофилирование горнопромышленных комплексов на нетрадиционные виды сырья и подготовка базы в максимальной близости к существующим перерабатывающим предприятиям (в освоенных районах);
- 4) модернизация существующих и строительство новых горно-обогащительных, горно-химических, металлургических и гидрометаллургических мощностей с целью повышения степени передела и комплексности извлечения полезных компонентов минерального сырья;
- 5) вовлечение в производство техногенных месторождений хвостов обогащения и продуктов гидрометаллургического передела.

Вероятность обнаружения в существующих горнорудных районах новых выдающихся по масштабам и качеству руд месторождений традиционного сырья (медно-никелевых, железных руд, апатита и др.) очень мала. Как уже отмечалось, с течением времени остаются все более мелкомасштабные или предназначенные для капиталоемкой подземной отработки сырьевые объекты, поэтому для варианта отработки резервов запасов по профилирующим полезным ископаемым необходимо принять парадигму развития с по-

степенно возрастающей затратной частью вплоть до убыточности ГПК. Этот сценарий для предприятий наиболее легкий, предсказуемый и не требует привлечения значительных долгосрочных инвестиций и кардинальных управленческих решений. В краткосрочной перспективе любое из горнорудных предприятий области, вероятно, будет вынуждено придерживаться в основном этого варианта. Эффективное освоение малых-средних месторождений возможно при одновременном разукрупнении и распараллеливании добычных мощностей (концепция малого горного бизнеса), сохранении централизованных обогатительных и перерабатывающих подразделений, тщательном планировании, координации взаимодействия всех участников и сильном менеджменте.

Беря за основу исторически сложившиеся критерии формирования горнорудных районов (создание промышленной и социальной инфраструктуры на базе территориально сближенных крупных и уникальных месторождений одной, реже 2-3 рудных формаций) и экстраполируя на современные реалии, в пределах Кольского региона можно прогнозировать появление только 3-4 новых горнопромышленных районов, преимущественно, на малоосвоенных территориях востока полуострова (рис.5.13). Прежде всего, такие горнопромышленные центры, организованные как вариант в виде вахтовых поселков с горнорудной инфраструктурой, могут возникнуть при вовлечении в стадию промышленной отработки кианитовых сланцев и редкометалльных месторождений Кейв, платинометалльных месторож-

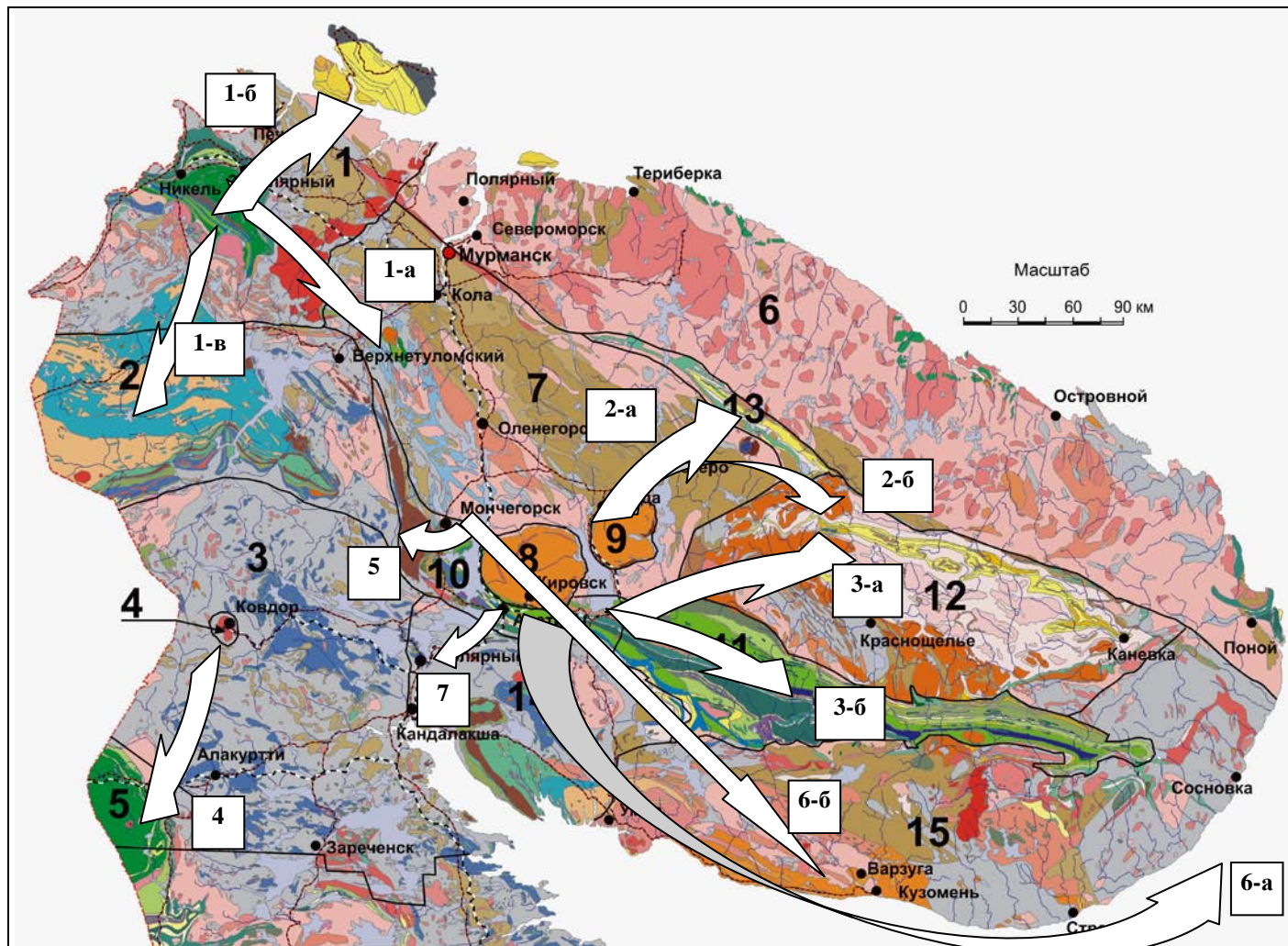
дений Федорово-Панского массива, объектов различной специализации зон Колмозеро-Воронья и Имандра-Варзуга. В случае подтверждения нефтегазоносности рифей-вендских осадочных толщ полуостровов Средний и Рыбачий Печенгский рудный район приобретет новую специализацию и промышленный потенциал топливно-энергетического комплекса.

Дополнительные преимущества даст реализация проекта создания в Печенгской губе (Лиинахамари) нефтяного и газового порта - основного транспортного узла для намечаемых к освоению месторождений шельфа Баренцева моря (остается открытым вопрос об углеводородном потенциале зоны сочленения шельф - континент в 20-мильной экономической зоне Мурманской области). Организация добывающего и перерабатывающего центра на базе любого из перечисленных сырьевых районов является самым затратным (экстенсивным) вариантом из альтернатив, но вместе с тем и самым перспективным на долгосрочный период.

Третий путь (освоение сырьевых источников нетрадиционных полезных ископаемых в освоенных районах) оптимален по соотношению затрат и достигаемых в кратко-среднесрочный период результатов и поэтому на сегодня самый популярный. Например, такой подход избран руководством ОАО "Кольская ГМК". В Кольском административном районе ведется подготовка к промышленному освоению титаномагнетит-

Рис.5.13. Стратегические направления исследований и промышленного освоения новых и нетрадиционных сырьевых объектов и районов Мурманской области:

1-а - титаномагнетит-ильменитовое месторождение Ю-В Гремяха; 1-б - исследования перспектив нефтегазоносности рифей-вендских отложений; 1-в - Ловноозерское медно-никелевое проявление; 2-а - месторождения разной металлогенической специализации зоны Колмозеро-Воронья; 2-б - редкометалльные и кианитовые месторождения Западных и Северных Кейв; 3-а - кианитовые месторождения Кейв; 3-б - платинометалльные месторождения Федорово-Панского массива и исследования зоны Имандра -Варзуга на оруденение; 4 - освоение месторождений массивов Вуориярви и Салланлатва; 5 - освоение Сопчеозерского месторождения (хромовые руды) и НКТ (медно-никелевые руды и МПГ); 6-а - оценка перспектив алмазоносности побережья и прибрежных отложений Горла Белого моря; 6-б - оценка перспектив алмазоносности кимберлитовых трубок; 7 - освоение перовскит-титаномагнетитовых руд массива Африканда и апатитовых руд с медной минерализацией массива Салмагора



ильменитового месторождения Юго-Восточная Гремяха для переработки руд на титановый пигмент (перепрофилирование мощностей ГМК "Печенганикель"), а в Мончегорском районе вводится в стадию опытно-промышленной разработки Сопчеозерское месторождение хромовых руд. Для обоснования эффективности перепрофилирования необходимо проведение целого комплекса геологических, технических и, главным образом, технологических исследований.

Четвертое направление (модернизация и строительство новых технологических мощностей) наиболее актуально и предпочтительно для ОАО "Апатит" вследствие низкой удельной стоимости производимых концентратов и некомплексного извлечения полезных компонентов, а также для ОАО "Севрелмет" по причине зависимости от условий потребителей концентрата. Для осуществления модернизации и, особенно, для строительства новых предприятий необходимы значительные разовые капиталовложения и обоснованные инновационные, технические и маркетинговые решения. Этот вариант выгоден для продуцентов (увеличивается финансовый оборот и рентабельность), области (новые рабочие места, налоги, устойчивость и стабильность на длительный срок) и научно-проектных организаций (востребованность инновационных разработок и интеллектуальных ресурсов). Достижимые цели имеют средне-долгосрочную перспективу.

В результате многолетней работы любого из горнорудных и металлургических предприятий Мурманской области накоплены огромные объемы отходов производственной деятельности (хвосты сепарации и обогащения, шлаки), исчисляемые миллионами кубических метров. В них сосредоточены дезинтегрированные и в достаточно высокой степени классифицированные минеральные агрегаты со значительным содержанием извлекаемых и элиминированных компонентов, перечень которых может превышать десяток наименований, включая редкие и благородные металлы. В последнее время на них фокусируется вни-

мание с целью оценки и подготовки в качестве техногенных месторождений, содержащих целый ряд основных и попутных ценных компонентов. Большинство предприятий рассматривает эти образования в качестве своеобразного резерва для периода "после выработки сырьевой базы". ОАО "Ковдорский ГОК", являющийся пионером освоения таких месторождений в Кольском регионе, эффективно использует эту технологию уже сегодня, получая за счет вовлечения техногенных ресурсов до 30% от общей выручки. Сценарий имеет средне-долгосрочную перспективу и должен реализовываться параллельно с решением проблемы комплексности извлечения ценных компонентов. Следовательно, хвосты могут вовлекаться в повторный цикл передела как с целью получения профилирующих промпродуктов, так и получения новых компонентов.

Исходя из вышеперечисленных путей развития ГПК области, можно сформулировать комплекс первоочередных и среднесрочных задач и мер, в том числе для смежных отраслей и научных организаций, сегментированных:

В отношении подготовки сырьевой базы взамен выбывающей:

➤ С целью выравнивания ситуации с обеспеченностью запасами горнорудной отрасли Мурманской области на среднесрочный и более период необходимо в освоенных рудных районах вести работы параллельно как в отношении профилирующих руд, так и высокоэффективных сырьевых объектов нетрадиционных видов и источников сырья, относящихся к разряду дефицитных, пользующихся повышенным спросом, и/или обладающих высоким экспортным потенциалом. Для традиционных полезных ископаемых наибольшие усилия должны прилагаться в направлении поисков и оценки новых медно-никелевых объектов в Печенгско-Аллареченской рудном районе, Мончегорском рудном районе (медно-никелевые руды с повышенной концентрацией МПГ нижних горизонтов Мончегорского плутона), на Ловнозерской площади Лапландского рудного

района и других перспективных площадях. Из нетрадиционных видов и источников полезных ископаемых, удовлетворяющих вышеперечисленным условиям, следует отметить благоприятные перспективы в освоении месторождений и проявлений: хромовых руд дунитового блока Мончегорского плутона (Сопчеозерское), хромовых и титаномагнетитовых с ванадием руд массивов умбареченского (имандровского) комплекса (Большая Варака, Девичьегундровский, Умбареченский и др.), титаномагнетит-ильменитовых руд (участок Юго-Восточная Гремяха) и апатит-титаномагнетит-ильменитовых руд (участок Гремяха-Вырмес) щелочно-ультраосновного массива Гремяха-Вырмес, перовскит-титаномагнетитовых руд массива Африканда, апатитовых руд с медной минерализацией массива Салмагора и других сырьевых объектов щелочно-ультраосновных с карбонатитами массивов центрального типа, редкометалльных руд с циркониевой специализацией участка Аллуайв (Ловозерский массив), кварца для плавки Ёнского кварцево-жильного поля (Перчатка и др.), облицовочных анортозитов Колвицкого массива (в качестве заменителя белого и светло-серого мрамора) и многих других типов сырьевых объектов.

➤ В неосвоенных районах, совпадающих со стратегическими направлениями (см. рис.5.13), главные усилия должны концентрироваться на освоении крупных и уникальных сырьевых объектов как традиционных, так и нетрадиционных видов полезных ископаемых (замещающих импорт и/или высоколиквидных). По мнению авторов, ранжирование перспективных направлений представляется следующим образом: платинометалльные месторождения и проявления Федорово-Панского массива, кианитовые месторождения Кейв, редкометалльные пегматиты (Ta, Nb, Li, Cs, Be, Rb), золоторудные и молибденовые объекты зоны Колмозеро-Воронья (Охмыльк, Полмостундровское, Васин-Мыльк, Пеллапах, Няльм-1, Няльм-2, Оленинское и др.), редкометалльное бритолит-циркониевое

(Zr, Y) Сахарйокское месторождение, редкометалльное и баритовое месторождения массива Салланлатва, Палвинское месторождение кварцитов (флюсовое сырье взамен убывающим мощностям Рижгубского месторождения) и т.д.

➤ Важной современной задачей является обеспечение нужд водопользования промышленности и населения Мурманской области надежными и качественными ресурсами, прежде всего за счет освоения подземных вод. Эта проблема актуальна для Мурманска – самого крупного в мире города за Полярным кругом, городов Апатиты, Кандалакша, Ковдор и др. населенных пунктов области.

➤ Оценка перспектив и расчеты эффективности освоения новых сырьевых объектов и, особенно новых рудных районов и узлов, должны производиться на основании учета негативных последствий и вмененных потерь всех комплексно расположенных и зависимых природных и рекреационных ресурсов. Обязательным требованием современного социума даже еще на стадии проектирования любых промышленных объектов является прогноз возможного техногенного ущерба и нагрузки на окружающую среду. Соответственно деятельность уже функционирующих предприятий сопровождается системой мониторинга различных процессов и явлений, происходящих в производстве. Наиболее актуален этот аспект для горнорудной отрасли, нарушающей естественное равновесие максимального количества сред и природных полей (недра, напряженное состояние пород, периодические сейсмические удары от массовых взрывов, поверхностные и подземные воды и многое другое).

В отношении геологического изучения недр:

➤ Теоретическое обоснование и подтверждение (заверение) результатами геолого-разведочных и опытно-промышленных работ экономического потенциала новых перспективных провинций, площадей и узлов: нефтегазоносности рифей-вендских толщ полуостровов Средний и Рыбачий, проявлений само-

родной меди и комплексных колчеданных руд зоны Имандра-Варзуга, алмазности (коренные и россыпные объекты) Терского побережья и отложений Горла Белого моря, золоторудных проявлений обрамления Печенгской структуры, зоны Колмозеро-Воронья и других структур, урановых и ториевых проявлений в разных районах области, проявлений крупночешуйчатого графита южной зоны Печенгско-Аллареченского района, а также нижних этажей вольфрам-молибденового рудного узла Учабю-оайв в Лапландском рудном районе.

➤ Поддержка и сохранение высокопроизводственного, материально-технического и кадрового потенциала геологических предприятий региона. Обеспечение стабильного финансирования геологических организаций, позволяющего осуществлять устойчивое развитие и выполнение производственных задач.

➤ Упреждающее геологическое картирование и подготовка листов Государственной геологической карты масштаба 1:200000 и геологическое доизучение перспективных площадей с общими поисками (ГДП-50, а в случае необходимости - более крупномасштабные).

➤ Поддержка различных тематических работ, таких как: изучение магматизма, метаморфизма, строения отдельных тел, геомеханики, геодинамики, периодизации процессов, металлогении и других формирующих фундаментальные основы знаний в сфере наук о земле, а также обобщающих, компилирующих, формализирующих, систематизирующих и анализирующих весь спектр данных.

➤ Разработка модели геологического строения земной коры зоны для геологического обоснования и топогеодезическое уточнение внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) Российской Федерации, а также зоны спорной юрисдикции России и Норвегии ("серой зоны"). Этими исследованиями традиционно занимаются морские геолого-геофизические организации, базирующиеся в г. Мурманске.

В области информатизации недропользования:

➤ Для улучшения межотраслевого взаимодействия в сфере недропользования, научно-исследовательских работ и профессионального обучения необходимо создание аннотированной метабазы свободного пользования по наличию и состоянию информационных ресурсов геологического содержания (цифровых, печатных и вещественных) научных и производственных геологических организаций области.

➤ Организация сбора, учета и хранения координатно-привязанных данных (минералогический, химический состав, описание точек наблюдения и т.п.) и вещественных информационных ресурсов (керна, эталонные образцы пород, шлифы и др.) с созданием специальной инфраструктуры и технологий использования. Примером деятельности в этом направлении служит централизованное кернохранилище в г. Апатиты. Специалистами ГИ КНЦ РАН разработана также концепция и эскизная программа реализации технологии цифровой шлифотеки, предназначенной для организации ввода, хранения и исследования цифровых образов шлифов и аншлифов, а в дальнейшем - для распознавания в диалоговом или автоматическом режиме порообразующих минералов, текстур, структур и т.д.

➤ Формирование и содержание территориального банка государственных и негосударственных фондов информационных ресурсов (вещественных, фактографических и генерированных) ресурсов недропользования. Организация переезда материалов, хранимых в фондах на твердых носителях (карты, отчеты, балансы, сводки и т.д.), в цифровую форму. Проектирование и реализация информационной системы для обеспечения хранения, систематизации и удобного, хорошо структурированного доступа - фундаментальная основа эффективной политики в области использования недр и природных ресурсов Кольского региона.

➤ Проектирование, заполнение и сопровождение цифровых кадастров природных ресурсов Мурманской области.

ти. Проект по данной тематике выполняется с 2001 г. ОАО КГИЛЦ (Кольский геологический информационно-лабораторный центр) в рамках территориальной программы изучения недр.

➤ Внедрение и сопровождение информационных технологий в горной и геолого-разведочной отраслях. В этом направлении наиболее значительные успехи отмечаются у ГоИ КНЦ РАН (автоматизированная система планирования и проектирования горных выработок и различных видов работ [Информационные технологии ..., 1998]), ГИ КНЦ РАН (проектирование баз данных по минерально-сырьевым ресурсам, геохронологическим данным, информационно-картографической системы "Геологическая карта Мурманской области" и др. [Мультимедийный справочник ..., 2001]), а также ОАО КГИЛЦ (формирование банка цифровой геологической информации, создание цифровых (ГИС) листов государственных карт и т.д.). Многие из комбинатов внедряют автоматические систему управления производственными процессами (например, флотацией). В области геологического изучения недр очень перспективно направление GPS-технологий для обеспечения координатной привязки объектов исследования.

В области науки и технологии:

➤ Разработка новых технологических схем обогащения, раскрытия (разложения), гидрометаллургического и пирометаллургического передела различных видов минерального сырья Кольского региона, увеличивающих полноту и комплексность извлечения полезных компонентов. Эти исследования успешно реализуются в ИХТРЭМС и ГоИ КНЦ РАН [Природопользование ..., 2001, Калининков].

➤ Техническое перевооружение геолого-разведочных работ и лабораторно-аналитической базы. Проведение опытно-конструкторских и опытно-методических работ с целью увеличения эффективности разведки месторождений и геологического изучения недр.

➤ Разработка эффективных технических и проектных решений ведения от-

крытых и подземных горных работ. В этом направлении специализируется ГоИ КНЦ РАН. Наиболее эффективными предложениями и разработками являются: циклично-поточная технология транспортирования руд и скальной вскрыши, технология сокращения объемов вскрышных работ за счет увеличения предельных углов бортов карьера на основе геомеханического моделирования и т.д. [Природопользование ..., 2001, Мельников]

➤ Теоретическое обоснование перспектив и потенциала, поиск, разведка и опытно-методические работы по новым и нетрадиционным видам минерального сырья Кольского региона (например, ГИ КНЦ РАН и инновационное малое предприятие "Пана").

➤ Поиск новых особых и специальных свойств, областей применения, а также раскрытие рыночного и промышленного потенциалов рудных комплексов уникальных месторождений Кольского региона, обладающих оригинальным, а иногда даже эндемическим вещественным и минеральным составом. Позиционирование и фокусирование преимуществ уникальных видов минерального сырья перед ближайшими аналогами мирового сырьевого рынка.

В области формирования территориальной политики развития ГПК и геологии:

➤ Лоббирование интересов территориальных геологических предприятий с целью представления преимущественного права при всех прочих равных условиях выполнения госзаказа и внебюджетных подрядов на работы геологического содержания на территории Мурманской области.

➤ Лоббирование интересов территориальных горнорудных, горно-металлургических и горно-химических комбинатов в предоставлении им привилегированных прав на освоение новых сырьевых объектов на территории области.

➤ Поддержка инновационной и инвестиционной деятельности предприятий отрасли, направленной на увеличение степени передела сырья, комплексности

использования и полноты извлечения ценных компонентов.

➤ Создание благоприятного экономического и политического климата и условий для развития горнорудного сектора в целом и малого горного бизнеса в частности, а также привлечения иностранных инвестиций в отрасль.

➤ Продуманная кадровая политика, направленная на сохранение и поощрение профессионального роста и противодействие утечке интеллектуального потенциала из региона с расширением международной кооперации в подготовке новой генерации специалистов по природопользованию, адаптированных к специфическим условиям Евро-Арктического региона [Мурманская область ..., 2001б; Природопользование ..., 2001, Калининков; Shtykov et al., 1999].

➤ Поддержка специального образования с адресным распределением выпускников среди предприятий области, а также восстановление преемственности в подготовке профессиональной смены. Положительный опыт в этом направлении накоплен в ГИ и ГоИ КНЦ РАН [Митрофанов, Припачкин, 1998б; Мельников, Каспарьян, 1998]. Институты осуществляют кураторскую поддержку профильных кафедр, созданных в Апатитских филиалах МГТУ и ПетрГУ, предоставляют возможность студентам попробовать свои силы в научной геологической работе в различных специализациях по своему выбору и обеспечивают им помощь опытных наставников.

➤ Формирование перечня первоочередных объектов и задач геологических работ, направленных на стратегически важные виды полезных ископаемых и

восполнение выбывающей сырьевой базы. Подготовка лицензионных и инвестиционных предложений по вовлечению в промышленное освоение наиболее перспективных новых сырьевых объектов.

➤ Разработка с участием Администрации области, Комитета природных ресурсов по Мурманской области, научно-исследовательских институтов и производственных организаций целевой "Программы развития недропользования на средне-долгосрочную перспективу до 2015-2020 гг. и далее", в которой должны быть даны геологическое, технико-экономическое, технологическое и экологическое обоснования, а также выделены и акцентированы стратегические и экономические интересы Мурманской области в освоении недр региона и сопредельных территорий.

Можно с уверенностью утверждать, что медлить с вышеперечисленными проблемами нельзя - слишком ограниченные сроки отпущены и слишком большая цена потерь в случае промедления. Их решение требует консолидированных усилий всех заинтересованных сторон на основе взвешенных системных подходов, комплексно учитывающих все факторы и аспекты природопользования. Настоящей работой, обобщающей сведения по геологическому строению и рудному потенциалу недр Мурманской области, Геологический институт привносит вклад в общую копилку с верой, что недра и горнопромышленный комплекс Кольского региона не только не потеряют своего стратегического значения для России, но в ближайшем будущем во много раз приумножат его.

ЛИТЕРАТУРА

- Авакян К.Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области архея.- М., 1992. - 168 с.
- Антонов Л.Б. Апатитовые месторождения Хибинской тундры // Хибинские апатиты.- Л.: Госхимтехиздат, 1934. - № 7. - С.1-197.
- Ананьин И.В. Сейсмичность северной части Восточно-Европейской платформы и ее связь со строением земной коры // Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР. Отв. ред. И.Л.Нересов. - М.: Наука, 1987. - С.187-194.
- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б.В. Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия // Петрология. - 1998. - Т.6, № 3. - С.316-336.
- Арзамасцев А.А., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Глубинное строение карбонатитовых комплексов Кольского региона: геолого-геофизические данные // Докл. РАН. - 1996. - Т.348, № 3. - С.349-352.
- Арзамасцев А.А., Иванова Т.Н. Геология, условия формирования и рудоносность дифференцированного комплекса уртитов-мельтейгитов в Хибинах // Петрология и минералогия щелочных, щелочно-ультрасолевых и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1985. - С.21-31.
- Арзамасцев А.А., Иванова Т.Н., Коробейников А.Н. Петрология ийолит-уритов Хибин и закономерности размещения в них залежей апатита. - Л.: Наука, 1987. - 110 с.
- Арзамасцев А.А., Каверина В.А., Полежаева Л.И. - Дайковые породы Хибинского массива и его обрамления. - Апатиты: Изд. КНЦ АН СССР, 1988. - 86 с.
- Арзамасцев А.А., Чащин В.В., Арзамасцева Л.В. Интрузия Нива – новое проявление агпаитового магматизма в Кольской щелочной провинции. Докл. РАН, 1999. Т.356, № 5. – С.653-656.
- Арманд А.Д. Развитие рельефа Хибин и Прихибинской равнины. - М.: ВИНТИ, 1964. - 244 с.
- Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Ф.П.Митрофанов (ред.).- Апатиты: Изд. КНЦ АН СССР, 1991. - 186 с.
- Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование. С.Б.Лобач-Жученко, В.П.Чекулаев и др. // Геотектоника. 2000. № 6. – С.26-43.
- Атаманов А.В., Лугов С.Ф., Фейгин Я.М. Новые данные по геологии Ловозерского массива // Советская геология. - 1961. - № 2. - С.55-67.
- Атлас Мурманской области. Под. ред. Милосердова В.Д., Зубкова А.И. Дурова А.Г. и др. - Л.: Фабрика № 2, 1971. - 34 с.
- Афанасьев А.П. Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ней месторождений вермикулита.- М.- Л.: Наука, 1966. - 170 с.
- Афанасьев А.П. Минералогия и генезис каолиновых глин Ревдинского месторождения // Вопросы литологии фанерозоя Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1972. - С.72-77.
- Афанасьев А.П. Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита и связанные с ними полезные ископаемые.- Л.: Наука, 1977. - 244 с.
- Афанасьев А.П. Этапы формирования и размыва коры выветривания Ковдорского массива // Коры выветривания и гипергенные полезные ископаемые восточной части Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1983. - С.22-31.
- Афанасьев Б.В., Бичук Н.И., Даин А.Д. и др. Минерально-сырьевая база Мурманской области / Минеральные ресурсы России. - 1997. - № 3. - С.17-22; 1997 - № 4. - С.12-19.
- Афанасьев Б.В., Солопов Ю.А., Терновой В.И. Стадии образования карбонатитов Кольского полуострова и связанные с ними типы оруденения // Зап. ЛГИ. - 1977. - Т.72, вып.2. - С.25-33.
- Ахмедов А.М., Воинов А.С. Титан в среднепротерозойском литогенезе (на примере куолярвинского и печенгского комплексов Кольского полуострова) // Геохимия. - 1977. - № 11. - С.1691-1699.
- Балабонин Н.Л., Корчагин А.У., Субботин В.В. и др. Минералы платиновых металлов и новые данные о главных минералах руд Федорово-Панского массива // Вестн. МГТУ. - 2000. - Т.3, № 2. - С.179-204.
- Балаганская Е.Г. Брекчии Ковдорского фоскорит-карбонатитового месторождения железных руд и их геологическое значение // Зап. ВМО. - 1994. - № 2. - С.21-36.
- Балаганская Е.Г. Сравнительная минералогия апатитосодержащих брекчий Хибин и Ковдора: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. – СПб., 1994. - 16 с.

- Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития Северо-Востока Балтийского щита в палеопротерозое: Автореф. дис. докт. геол. - мин. наук. - СПб., 2002. - 32 с.
- Балаганский В.В., Богданова М.Н., Козлова Н.Е. Структурно-метаморфическая эволюция северо-западного Беломорья. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1986. - 100 с.
- Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. - 1998а. - № 2. - С.16-28
- Балаганский В.В., Пожиленко В.И. Беломорский геотектонический район // Эндогенные режимы метаморфизма раннего докембрия северо-восточной части Балтийского щита. - Л.: Наука, 1990. - С.56-69.
- Балаганский В.В., Тиммерман М.Я., Кислицын Р.В. и др. Изотопный возраст пород Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса), Кольский полуостров // Вестн. МГТУ. - 1998б. - Т.1, № 3. - С.19-32.
- Балашов Ю.А. Эволюция состава и содержания редкоземельных элементов в интрузивных фазах Ловозерского щелочного массива (Кольский полуостров) // Геохимия. - 1962 - . № 3. - С.207-219.
- Балашов Ю.А. Детальная AR₂-PR₁-геохронологическая шкала Балтийского щита // Докл. РАН. - 1995. - Т.343, № 4. - С.513 - 516.
- Балашов Ю.А. Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова // Петрология. - 1996. - Т.4, № 1. - С.3-25.
- Баржицкий В.В. Космогеологическая карта дочетвертичных образований северо-восточной части Балтийского щита (Объяснительная записка). - Киев, 1988. - 85 с.
- Басалаев А.А., Калинин А.А. Вольфрамовое оруденение верхнеархейских супракрустальных комплексов Кейвской структуры (Кольский полуостров) // Докл. АН. - 1991. - Т.321, №.5. - С.1058-1061.
- Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1976. - 224 с.
- Батиева И.Д., Бельков И.В. Сахарйокский щелочной массив, слагающие его породы и минералы. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1984. - 130 с.
- Баянова Т.Б. Последовательность формирования расслоенных перидотит-пироксенит-габброноритовых интрузий Кольского полуострова по изотопным данным: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. - М., 1992. - 22 с.
- Баянова Т.Б., Егоров Д.Г. U-Pb-возраст полосчатой железорудной формации Кольского полуострова // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и Центра России. - Апатиты: Изд. "Полиграф", 1999. - С.19 - 24.
- Баянова Т.Б., Кирнарский Ю.М., Левкович Н.В. U-Pb изучение бадделеита из пород Ковдорского массива // Докл. РАН. - 1997. - Т.356, № 4. - С.509-511
- Баянова Т.Б., Левкович Н.В., Иванова Л.В. Циркон-бадделитовая геохронологическая система в докембрийских породах Кольского региона // Материалы 9-й молодежной научной конференции "Геология Балтийского щита и других докембрийских областей России". - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1995. - С.25-30.
- Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Павличенко Л.В. Возраст габброноритов нижнего расслоенного горизонта (рифа) Федорово-Панского массива (Кольский полуостров) // Докл. РАН. - 1994. - Т.337, № 1. - С. 95-97.
- Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Галимзянова Р.М., Левкович Н.В. Архейский возраст массива щелочных гранитов Белые тундры (Кольский полуостров) // Докл. РАН. - 1999. - Т.369, № 6. - С.806-808.
- Баянова Т.Б., Скуфьин П.К., Смолькин В.Ф. U-Pb возраст плагиогранитов южного обрамления Печенгской структуры (Кольский полуостров) // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Тез. Междунар. конф. - Петрозаводск. 1999. - С.17-18.
- Баянова Т.Б., Чашин В.В. Новые результаты радиологического датирования кислых метавулканитов кислогубской и сейдорченской свит // Мат. Всерос. палеовулканологического симпозиума, 20-25 авг. 2001. - Петрозаводск, 2001.- С.16-17.
- Бекасова Н.Б., Пушкин Г.Ю. К проблеме меденосности Имандра-Варзугской зоны // Геология и геохимия метаосадочных комплексов Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1975. - С.141-149.
- Бекасова Н.Б., Пушкин Г.Ю. Стратиграфия центральной части Имандра-Варзугской структуры // Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1972. - Вып.3. - С.28-34.
- Беленький Б.М. Из истории исследования снега и лавин в Хибинах // Природа и хозяйство Севера. Вып 2. Ч. 2. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1971. - С.305-310.

- Белоліпецкі А.П., Болотов В.И., Иванова Л.И. и др. Геология и метаморфизм зоны Колмозеро-Воронья // Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1975. - С.36-46.
- Белоліпецкі А.П., Бритвин С.Н., Волошин А.В. и др. Редкометаллическая минерализация Кольской металлогенической провинции: Препр.- Апатиты, 1992. - 50 с.
- Белоліпецкі А.П., Калинин А.А., Петров С.И. Минералогия и геохимия метасоматитов зон глубинных разломов. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1987. - 115 с.
- Беломорский подвижный пояс (геология, геодинамика, геохронология) // Тез. докл. Междунар. конф. 1-4 сент. 1997 г., - г.Петрозаводск. - Петрозаводск: Изд. КарНЦ РАН. - 1997.
- Бельков И.В. Амазонит // Драгоценные и цветные камни. М.: Госгеотехиздат, 1980. - С.110-117.
- Бельков И.В. Иттриевая минерализация амазонитовых пегматитов щелочных гранитоидов Кольского полуострова // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. - М.- Л., 1958. - Вып.1. - С.126-139.
- Бельков И.В. Кианитовые сланцы Кейв. - М.- Л., 1963. - 321 с.
- Бельков И.В., Батиева И.Д., Виноградова Г.В., Виноградов А.Н. Минерализация и флюидный режим контактных зон интрузий щелочных гранитов (на примере Кольского полуострова). - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1988. - 110 с.
- Беляев О.А. Древнейший фундамент Терской структурной зоны // Геологическое строение и развитие структурных зон Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1980. - С.3-14.
- Беляев О.А., Загородный В.Г., Петров В.П., Волошина З.М. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1977. - 88 с.
- Беляев О.А., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. и др. Позднеархейский возраст кислых метавулканитов района Малых Кейв (Кольский полуостров) // Докл. РАН. - 2001. - Т.379, № 5. - С.651-654.
- Беляев О.А., Пожиленко В.И. Структурно-метаморфическая эволюция Беломорского подвижного пояса (Енский сегмент) // Беломорский подвижный пояс: геология, геодинамика, геохронология. - Петрозаводск, 1997. - С.17.
- Беляков С.Л., Шлезингер А.Е. Природа сейсмических границ в континентальной консолидированной коре. - Докл. АН. - 1996. - Т.350, № 4. - С.512-514.
- Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. - М.: Наука, 1989. - 179 с.
- Бибикова Е.В., Шельд Т., и др. Геохронология беломорид: интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия. - 1993. № 10. - С.1393-1411.
- Бибикова Е.В., Ветрин В.Р., Киринова Т.И. и др. Геохронология и корреляция пород нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины // Докл. АН. - 1993а. - Т.332, № 3. - С.360-363.
- Бибикова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х. Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и изотопный возраст // Петрология. - 1993. - Т.1, № 2. - С.215-234.
- Билибина Т.В. Блоковая тектоника и геодинамика земной коры северо-запада Русской платформы и принципы прогнозирования рудоносных структур // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. - Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1986. - С.52-62.
- Бичук Н.И. Комплексное апатит-магнетитовое месторождение Тухта-Вара (массив Вуориярви) // Комплексное изучение месторождений минерального сырья и вопросы охраны недр Северо-Запада РСФСР. - М., 1981. - С.71-81.
- Блатов И.А., Камкин И.Р., Кулешов А.А. Состояние и перспективы развития горных работ на рудниках АО "ГМК Печенганикель" // Горный журнал. - № 4. - 1998. - С.52-57.
- Блатов И.А., Соколов С.В. Минерально-сырьевая база АО "ГМК Печенганикель" // Цветная металлургия, № 5. - СПб., 1996. - С.43-47
- Богданов Ю.Б., Воинов А.С. Новые данные по стратиграфии Северо-Карельской зоны протерозоя // Вестн. ЛГУ. - 1962. - № 24. - С.5-16.
- Болотов В.И., Гавриленко Б.В., Белоліпецкі А.П. Сульфидная минерализация и особенности химизма кианит-мусковит-кварцевых сланцев зоны Колмозеро-Воронья // Материалы по минералогии Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1972. - Вып.9. - С.148-156.
- Бондаренко Л.П., Дагелайский В.В. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1968. - 168 с.
- Борисов А.Е. К проблеме строения и стратиграфии карельских образований Усть-Понойского района на Кольском полуострове // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1984. - С.8-15.

- Борисов А.Е. Вулканизм и самородное медное оруденение в раннем протерозое Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КНЦ АН СССР, 1990. - 70 с.
- Борисова В.В., Борисов А.Е., Смолькин В.Ф. Новые проявления коматиитового вулканизма на Кольском полуострове // Докл. АН СССР. - 1991. - Т.316, № 1. - С.196-199.
- Борисова В.В., Волошин А.В. Перечень минеральных видов Кольского полуострова. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. - 34 с.
- Борнеман-Старынкевич И.Д. О химической природе мурманита // Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. - М.- Л., 1946. - С.66-74.
- Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. - М.: Наука, 1988. - 215 с.
- Бородин Л.С. Карбонатиты и нефелиновые сиениты. Изв. АН СССР, серия геол. № 8, 1963, - С.23-42.
- Бриджуотер Д., Скотт Д., Балаганский В.В. и др. Природа раннедокембрийских метаосадков в Лапландско-Кольском поясе по результатам $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датирования единичных зерен циркона и Sm-Nd-изотопным данным по породам в целом // Докл. РАН. - 1999. - Т.336, № 5. - С.664-668.
- Булах А.Г., Иванников В.В. Минералогия и петрология карбонатитов. - Л.: Изд. ЛГУ, 1984. - 244 с.
- Буртный П.А., Горбачевич Ф.Ф., Иванов Г.А. и др. О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части кристаллической коры Балтийского щита // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. - М.: Наука, 1991. - С.122-130.
- Буссен И.В., Еськова Е.М., Меньшиков Ю.П. и др. Минералогия ультращелочных пегматитов // Проблемы геологии редких элементов. - М., 1978. - С.251-271.
- Буссен И.В., Сахаров А.С. Геология Ловозерских тундр. - Л.: Наука, 1967. - 125 с.
- Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. - Л.: Наука, 1972. - 296 с.
- Быкова Э.В. Сульфидная минерализация в магнетитовых рудах и карбонатитах Ковдорского месторождения // Минералогия и геохимия. - Л.: ЛГУ, 1975. - С.11-16.
- Быховский Л.З., Зубков Л.Б., Осокин Е.Д. Цирконий России: состояние, перспективы освоения и развития минерально-сырьевой базы. - М. ВИМС, 1998. - 120 с.
- Верба В.В., Завинская Г.А., Кокорина Л.К. и др. Глубинное строение Печенгско-Аллареченского никеленосного района по геофизическим данным // Восточная часть Балтийского щита (геология и глубинное строение). - Л.: Наука, 1975. - С.110-117.
- Веселовский Н.Н., Докучаева В.С., Ражев С.А. и др. Элементы платиновой группы в расслоенном Федорово-Панском интрузиве // Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области (Нетрадиционные типы сырья и методы исследования). - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1988. - С.14-16.
- Весь Мурманск 2000: Информационно-рекламный сборник // Ред. Лэнь В. - Мурманск: Тип. "Бенефис", 2000. - 480 с.
- Ветрин В.Р. Граниты и пегматиты Стрельнинского слюдоносного района // Очерки по петрологии, минералогии и геохимии гранитов Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1968. - С.144-178.
- Ветрин В.Р. Гранодиорит-граниты (порфиоровидные граниты) // Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. - Л.: Наука, 1978. - С.125-147.
- Ветрин В.Р. Древнейшие гранитоидные комплексы Мурманского кристаллического массива // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1979. - С.50-91.
- Ветрин В.Р. Гранитоиды Мурманского блока. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1984. - 124 с.
- Ветрин В.Р. Петрология гранитоидов южного обрамления Печенги (Кольский полуостров) // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1988 - . № 6. - С.20-33.
- Ветрин В.Р., Балашов Ю.А. Петрология древнейшей латит-монцитовой серии Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1992. - 36 с.
- Ветрин В.Р., Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Петрология и фациально-формационный анализ лицко-арагубского диорит-гранитного комплекса // Интрузивные чарнокиты и порфиоровидные граниты Кольского полуострова. - Апатиты, 1975. - С.149-317.
- Ветрин В.Р., Калинин М.М. Реконструкция процессов внутрикорового и корово-мантийного магматизма (по результатам изучения глубинных включений). КНЦ РАН ГИ, ред. Ф.П.Митрофанов. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 1992. - 103 с.
- Ветрин В.Р., Каменский И.Л., Баянова Т.Б. и др. Меланократовые включения и петрогенезис щелочных гранитов Понойского массива (Кольский полуостров) // Геохимия. - 1999. - № 11. - С.1178-1191.
- Ветрин В.Р., Каменский И.А., Баянова Т.Б., Икорский С.В. Мантийная составляющая в гранитоидах Лицко-Арагубского комплекса на поверхности и в разрезе архейского комплекса

КСГС: изотопы Не в породах и минералах // Проект 408. Результаты изучения глубинного вещества и физических процессов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины до глубины 12261 м. - Апатиты, 2000. - С.5-8.

Ветрин В.Р., Пушкарев Ю.А., Рюнгенен Г.И. и др. Геологическое положение и возраст гранитов южной части Печенгского района // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1987. - С.83-92.

Виноградов А.Н., Батиева И.Д., Зозуля Д.Р. и др. Комплексное редкоземельно-циркониевое оруденение Сахарйокского щелочного массива // Минеральное сырье. - 2000. - № 7, Т.2. - С.25-34.

Виноградов А.Н., Бельков И.В., Волошин А.В., Кулаков А.Н. Перспективные новые источники редкоземельно-иттриевой минерализации // Проблемы комплексного использования природных ресурсов Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КНЦ АН СССР, 1989. - С.11-12.

Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Геология и петрология интрузивных чарнокитов и порфиридных гранитов умбинского комплекса // Интрузивные чарнокиты и порфиридные граниты Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1975. - С.3-148.

Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Зональность мигматитового поля и условия ультраметагенного гранитообразования в полифациальном метаморфическом комплексе Печенгской губы // Метаморфизм докембрийских комплексов (Кольский полуостров). - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1976. - С.17-30.

Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Эволюция ультраметаморфогенных и диафорических процессов и связанного с ними уран-ториевого и редкоземельного минералогенеза в полиметаморфическом комплексе Кольских гнейсов // Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1984. - С.37-47.

Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Рудно-магматическая система Юовоайвского гранитно-порфиридного комплекса. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1987. - 92 с.

Виноградов А.Н., Волошин А.В. О комплексном использовании амазонитовых пегматитов Кольского полуострова и Северной Карелии // Проблемы комплексного использования природных ресурсов Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КНЦ АН СССР, 1989. - С.14-15.

Виноградов А.А., Богданова М.Н., Ефимов М.М. Гранулитовый пояс Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1980. - 208 с.

Виноградов Л.А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-восточной части Кольского полуострова (Нотозерский гипербазитовый пояс) // Проблемы магматизма Балтийского щита. - Л.: Наука, 1971. - С.147-153.

Виноградов Л.А., Иващенко П.А. О структуре и условиях образования серии основных гранулитов Сальных и Туадаш тундр // Региональная геология, металлогения и геофизика. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1974. - С.132-149.

Вировлянский Г.М., Ноздря В.И. Строение интрузии массивных уртитов Хибин и прогноз апатитовых залежей на глубину // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1986. - № 2. - С.94-106.

Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив. - М.: Наука, 1959. - 623 с.

Влодавец В.И. О контактной зоне и месторождениях эвдиалита в юго-западной части Ловозерских тундр // Хибинские апатиты. - 1935. - № 8. - С.36-46.

Воинов А.С. Основные черты тектоники и метаморфизма Северо-Карельской зоны (зона Пана-Куоляярви) // Вопросы магматизма и метаморфизма. - 1964. - Т.II. - С.247-265.

Воинов А.С., Полеховский Ю.С., Нагайцев Ю.В. Метаморфизм Северо-Карельской зоны карелид (Пана-Куоляярвинский прогиб) // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1987. - С.68-75.

Володин У.Н. Докембрий Мурманской области. - Мат. лаб. геол. докембрия АН СССР. Изд. АН СССР. Вып.2. 1954. - С.72-109.

Волотовская Н.А. Ковдорский массив // Геология СССР. - 1958. - Т.27. - С.419-428.

Волошин А., Майстерман С. Минералы Кольского полуострова. Мурманск: Мурман. кн. Изд., 1988. - 128 с.

Волошин А.В., Пахомовский Я.А. Минералы и эволюция минералообразования в амазонитовых пегматитах Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1986. - 168 с.

Волошин А.В., Пахомовский Я.А., Сорохтина Н.В. Исследование состава минералов группы гадолинита из амазонитовых рандпегматитов Кольского полуострова // Вестн. МГТУ. - 2002. - Т.5, № 1. - С.61-70.

- Волошина З.М., Петров В.П. Амфиболсодержащие парагенезисы метадиабазов Пана-Куолярвинской структурной зоны // Минеральные парагенезисы метаморфических и метасоматических пород. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1987. - С.36-47.
- Волошина З.М., Петров В.П., Борисов А.Е. и др. Метаморфизм интрузива Панских тундр Кольского полуострова // Зап. ВМО. - 2000. - № 1. - С.16-28.
- Вольфсон А.А., Чугаев А.В., Сафонов Ю.Г. и др. Результаты Rb-Sr, Pb-Pb-исследования золоторудного месторождения Майское (Сев. Карелия) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. - М.: ГЕОС, 2000. - С.93-96.
- Воробьева О.А. О первичной полосчатости Ловозерского щелочного массива // Производительные силы Кольского полуострова. - 1940. - № 1. - С.119-128.
- Вороняева Л.В., Пожиленко В.И. Устойяarvi - фрагмент гранит-зеленокаменной области (западная часть Мурманского домена) // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Тез. докл. - Петрозаводск, 1999. - С.29-30.
- Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова / Под ред. Ф.П.Митрофанова, В.И.Пожиленко. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1991. - 196 с.
- Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита). - Л.: Наука, 1989. - 143 с.
- Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита / А.А.Предовский, В.А.Мележик, Болотов и др. - Л.: Наука, 1987. - 185 с.
- Вулканыты раннего докембрия Кольского полуострова (Атлас текстур и структур) / И.Д.Батиева, А.П.Белопицкий, И.В.Бельков и др. - Л.: Наука, 1980. - 160 с.
- Вурсий Г.Л., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Структура и U-Pb-возраст гипербазит-базитов плутона Гремяха-Вырмес // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докл. - М.: ГЕОС, 2000. - С.99-100.
- Вяюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. - М.: ИЛ, 1959. - 324 с.
- Гавриленко Б.В. Сульфидно-окисные минеральные ассоциации метаморфических пород Северо-Карельской зоны // Минеральные парагенезисы метаморфических и метасоматических пород. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1987. - С.72-77.
- Гавриленко Б.В. Геолого-экономические аспекты золотоносности Мурманской области и сопредельной Северной Карелии // Наука и бизнес на Мурмане. - 1997. - № 3. - С.25-29.
- Гавриленко Б.В. Геохимия золота в метаморфических и магматических комплексах северо-востока Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1982. - 143 с.
- Гавриленко Б.В., Белопицкий А.П., Болотов В.И. и др. О связи золота с составом глинистого вещества на примере метапелитов раннего докембрия Кольского полуострова // Докл. АН СССР. - 1978. - Т.242, № 1. - С.199-202.
- Гавриленко Б.В., Болотов В.И., Недашковская О.В., Иванов А.А. Закономерности размещения и состав колчеданного оруденения архея Терского блока // Минералы и парагенезисы минералов медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1982. - С.118-126.
- Гавриленко Б.В., Басалаев А.А. Минералого-геохимическая зональность в метаморфитах нижних уровней кейвского комплекса // Рудогенез в метаморфических комплексах докембрия. - Апатиты: Изд. КНЦ АН СССР, 1991. - С.96-105.
- Гавриленко Б.В., Бичук Н.И., Митрофанов Ф.П. и др. Ресурсы редкометалльного сырья Мурманской области и перспективы их освоения // Минеральное сырье. - 2000а. - № 7, Т.1. - С.61-67.
- Гавриленко Б.В., Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р. и др. Перспективы россыпной алмазности Кольского региона // Вестн. МГТУ. - 2000б. - Т.3. № 2. - С.235-244.
- Гавриленко Б.В., Гоголь О.В., Деленицын А.А., Поляков И.В. Rb-Sr-возраст алмазоносных кимберлитов Кольского полуострова // Изотопное датирование геологических процессов. - М., 2000в. - С.101-103.
- Гавриленко Б.В., Зозуля Д.Р., Чикирев И.В. О возможности обнаружения новых кимберлитовых полей на Терском берегу Кольского полуострова // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и Центра России. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1999. - С.27-34.
- Гавриленко Б.В., Зозуля Д.Р., Никитин И.В. и др. Проблема коренной и россыпной алмазности восточного побережья Кольского полуострова и прилегающей акватории Белого моря // Алмазы и алмазность Тимано-Уральского региона. - Сыктывкар: Геопринт, 2001. - С.119-120.

- Гавриленко Б.В., Калинин А.А. Минералого-геохимические аспекты металлогении золота и серебра Кольского региона // Проблемы золотоносности и алмазности Севера европейской части России. - Петрозаводск, 1997. - С.68-73.
- Гавриленко Б.В., Митрофанов Ф.П., Евзеров В.Я., Казаков Н.В. Итоги и перспективы изучения россыпей северо-восточной части Балтийского щита // Литология и полезные ископаемые. - 1996. - № 3. - С.290-300.
- Гавриленко Б.В., Никитин И.В., Зозуля Д.Р. и др. Геология, тектоника, возраст и металлогения архейской шовной зоны Колмозеро-Воронья, Кольский регион // Вестн. МГТУ. - 2002. - Т.5. - № 1. - С.43-60.
- Гавриленко Б.В., Реженова С.А. Рудные минералы золотосодержащих кварцево-жильных зон // Минеральные парагенезисы метаморфических и метасоматических пород. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1987. - С.58-67.
- Гавриленко Б.В., Скиба В.И., Бакушкин Е.М. и др. Благородные металлы в породах рудоносных комплексов Кольского региона // Зап. ВМО. - 2002. - № 1. - С.9-19.
- Галахов А.В. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. - М.-Л.: Изд. АН СССР, 1959. - 172 с.
- Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. - Л.: Наука, 1975. - 256 с.
- Галахов А.В., Козырева Л.В., Зубарев А.И. Титаномагнетовые месторождения, связанные со щелочно-ультраосновными массивами Кольского полуострова // Щелочные породы Кольского полуострова и их апатитоносность. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1978. - С.99-124.
- Галдин Н.Е., Егоркин А.В., Зюганов С.К. и др. Глубинное строение земной коры Кольского полуострова вдоль регионального профиля МОВЗ-ГСЗ Печенга-Умбозеро-Пулоньга-Ручьи // Геотектоника. - 1988. - № 3. - С.30-44.
- Галдин Н.Е., Егоркин Ф.В., Зюганов С.К. и др. Глубинное строение земной коры Кольского полуострова вдоль регионального профиля МОВЗ-ГСЗ Печенга-Умбозеро-Ручьи // Геотектоника. - 1988. - № 4. - С.290-390.
- Галимзянова Р.М., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. и др. Происхождение и U-Pb-возраст гранофировых пород Имандровского дифференцированного интрузива (Кольский регион) // Докл. АН. - 1998. - Т.363, № 6. - С.805-807.
- Гарифулин Л.Л. Разрез, литологическая характеристика и внутреннее строение полимиктовых и кварцевых конгломератов Малых Кейв // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1978. - С.62-68.
- Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. - М.: Изд. АН СССР, 1963. - 212 с.
- Географический словарь Мурманской области. Ред. А.Б.Тимофеев, И.Н.Богданова. Сост. В.Г.Мужиков. - Мурманск: МИПП "Сервер", 1996. - 186 с.
- Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) масштаба 1:500000. Гл. ред. Ф.П.Митрофанов. Авторы - В.В.Балаганский, А.А.Басалаев, О.А.Беляев, В.И.Пожиленко, А.Т.Радченко, М.К.Радченко). - Апатиты, 1996. - 3 печ.л.
- Геологическая карта-схема Кольского полуострова м-ба 1:1000000. (Гл. ред. Г.И.Горбунов. Сост. В.Г.Загородный, В.И.Пожиленко, А.Т.Радченко. - Л.: ВСЕГЕИ, 1980. - 1 лист.
- Геологический словарь. - 2-е изд., испр. Ред. К.Н.Паффенгольц, Л.И.Боровиков, А.И.Жамойда и др. - М.: Недра, 1978. - Т.1: А-М. - 488 с; Т.2: Н-Я. - 458 с.
- Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова / А.П.Белолипецкий, В.Г.Гаскельберг, Л.А.Гаскельберг и др. - Л.: Наука, 1980. - 240 с.
- Геология Карелии. Отв. ред. В.А.Соколов. - Л.: Наука, 1987. - 231 с.
- Геология медно-никелевых месторождений СССР. - Л.: Наука, 1990. - 280 с.
- Геология СССР. Т. XXVII, Мурманская область. Ч.1. Ред. Л.Я.Харитонов. - М.: Госгеолтехиздат, 1958. - 714 с.
- Герасимовский В.И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. - М.: Изд. АН СССР. 1952. - 183 с.
- Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н. и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. - М.: Наука, 1966. - 395 с.
- Гецен В.Г. Геодинамическая реконструкция развития северо-востока Европейской части СССР для позднепротерозойского этапа // Геотектоника. - 1991. - № 5. - С.26-37.
- Гигант в Хибинах / А.В.Барабанов, Т.А.Калинина, А.А.Кисилев, А.И.Краснобаев - М.: Изд. дом "Руда и металлы", 1999. - 288 с.
- Гилярова М.А. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. - Л.: Изд. ЛГУ, 1972. - 218 с.

- Глебовицкий В.А., Дук В.Л., Шарков Е.В. Эндогенные процессы // Земная кора восточной части Балтийского щита. - Л.: Наука, 1978. - С.112-171.
- Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. - Л.: Наука, 1983. - 216 с.
- Гоголь О.В., Деленицын А.А. Новые Rb-Sr-данные для Кольской щелочной провинции // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и Центра России: Мат. конф. – Апатиты, Изд. "Полиграф", 1999. - С.43-47.
- Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. - Л.: Наука, 1977. - 168 с.
- Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. - М.: Недра, 1970. - 238 с.
- Гордиенко В.В., Кривовичев В.Г., Сырицо Л.Ф. Метасоматиты пегматитовых полей. - Л.: ЛГУ, 1987. - 224 с.
- Горлов Н.В. Структура беломорид (Северо-Западное Беломорье). - Л.: Наука, 1967. - 110 с.
- Горно-геологическая служба России в документах XVII-XIX вв. Под ред. В.П.Орлова, Л.В.Оганесяна. Сост. В.А.Ларичкин, В.К.Петров, В.Н.Полуэктов, А.Д.Федин - М.: ОАО "Внешторгиздат", 2000. - 428 с.
- Горно-геологической службе 300 лет: цифровой информационный ресурс. Под ред. Б.А.Яцкевич и др. Сост.: И.В.Игнатович и др. - М.: НИИ "Природа", 2000. - 593 мб.: ил.
- Горстка В.Н. Контактная зона Хибинского щелочного массива. - Л.: Наука, 1971. - 98 с.
- Горяинов П.М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1976. - 147 с.
- Горяинов П.М. Нелинейная тектоника (содержание, объекты и принципиальные ограничения для интерпретации канонических случаев). - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1995. - 44 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист R-(35)-37- Мурманск. Объяснительная записка. Отв. ред. Ремизова А.М., Шлайфштейн Б.А. - СПб.: Изд. ВСЕГЕИ, 2000. - 233 с.
- Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / И.Д.Батиева, И.В.Бельков, В.Р.Ветрин и др. - Л.: Наука, 1978. - 264 с.
- Григорьева Л.В. Протерозойские геологические формации Северо-Карельской зоны карелид // Сов. геология. - 1967. - № 8. - С.78-88.
- Григорьева П.К. Слюдяные пегматиты хребта Кейв в центральной части Кольского полуострова // Слюды СССР. - М.- Л., 1937. - С.208-226.
- Гуткова Н.Н. Новый титано-силикат - мурманит из Ловозерских тундр // Докл. АН. Сер. А. - 1930. - С.731-736.
- Даркшевич О.Я., Лукьянова Н.В., Антонюк Е.С. Вопросы стратиграфии Колмозеро-Вороньинской структуры // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1984. - С.38-45.
- Даркшевич О.Я., Шлайфштейн Б.А. Процессы полиметаморфизма и гранитизации в восточной части Мурманского блок-антиклинория // Метаморфизм раннего докембрия. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1979. - С.166-167.
- Деленицын А.А., Гавриленко Б.В. Rb-Sr и Sm-Nd-возраст кимберлитов Терского берега // Щелочной магматизм Земли. - М.: Изд. ГЕОХИ, 2001. - С.26-27.
- Деленицын А.А., Каменский И.Л., Баянова Т.Б. Rb-Sr, K-Ar и U-Pb датирование и изотопно-геохимические данные пород массива Вуориярви, Балтийский щит // Геохимия магматических пород. Щелочной магматизм Земли. - М.: Изд. ГЕОХИ, 2002. - С.38-39.
- Добржинская Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. - М.: Наука, 1989. - 288 с.
- Добржинская Л.Ф., Марков М.С. Природа меланократовых включений в архейских гранитоидах Балтийского щита (Кольский полуостров) // Докл. АН. - 1984. - Т.279. № 5. - С.1172-1177.
- Додин Д.А., Чернышев Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. - СПб.: Наука, 2000. - 755 с.
- Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита / Радченко А.Т., Балаганский В.В., Виноградов А.Н. и др. - СПб.: Наука, 1992. - 111 с.
- Докучаева В.С. Петрология и условия рудообразования в Федорово-Панском интрузиве // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. - М.: Наука, 1994. - С.87-100.
- Докучаева В.С., Жангуров А.А., Федотов Ж.А. Имандровский лополит - новый крупный расслоенный интрузив на Кольском полуострове. // Докл. АН СССР. - 1982. - Т.265, №5. - С.1231-1234.
- Докучаева В.С., Жангуров А.А., Федотов Ж.А. Геология и рудоносность Имандровского интрузива // Сов. геология. - 1992. - № 10. - С.60-67.

- Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Дук В.Л. и др. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. - Л.: Наука, 1982. - 229 с.
- Дубровский М.И., Микляев А.Н. Геология, вещественный состав и генезис "гиперстеновых диоритов" восточного предгорья Главного хребта // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1975. - С.91-107.
- Дудкин О.Б., Козырева Л.И., Померанцева Н.Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. Ред. Иванова Т.Н. - М.- Л.: Наука, 1964. - 236 с.
- Дудкин О.Б. Геохимия и закономерности концентрации фосфора в щелочных массивах Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1977. - 204 с.
- Дудкин О.Б., Балаганская Е.Г., Арзамасцева Л.В. К проблеме формирования Хибинских месторождений апатита // Месторождения неметаллического сырья Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1986. - С.4-10.
- Дудкин О.Б., Кирнарский Ю.М. Комплекс месторождений Ковдорского массива // Геол. рудн. месторождений. - 1994. - Т.36. № 1. - С.31-41.
- Дудкин О.Б. Технологическая минералогия комплексного сырья на примере месторождений щелочных плутонов. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1996. - 134 с.
- Дук В.Л. Складки ультраметаморфизма. - Л.: Наука, 1967. - 84 с.
- Дунаев В.А. Структура Ковдорского месторождения // Геология рудн. месторождений. - 1982. - № 3. - С.28-36.
- Евзеров В.Я. Формирование и размещение прибрежно-морских россыпей в области развития скандинавских ледниковых покровов // Литология и полезные ископаемые. - 1987. - № 1. - С.31-40.
- Евзеров В.Я., Горбунов Е.О., Колька В.В. Размещение месторождений и прогнозных запасов песка и песчано-гравийных смесей в связи со структурой и динамикой последнего ледникового покрова // Четвертичные отложения и новейшая тектоника ледниковых областей Восточной Европы. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1993. - С.5-13.
- Евзеров В.Я., Колька В.В., Назаренко В.О. Новые находки каолина на Кольском полуострове и вероятный возраст каолиновых месторождений Фенноскандинавского щита // Комплексная оценка месторождений нерудного минерального сырья. - СПб.: Сев.-Зап. регион. геол. центр. - 1993. - С.128-132.
- Евзеров В.Я., Лихачев А.С. Новые данные о формировании россыпей на Кольском полуострове // Проблемы геологии докембрия Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1974. - С.119-122.
- Евзеров В.Я., Сапрыкина Л.Г., Терешков В.Г. Генезис и закономерности локализации россыпей района Ловозерских тундр (Кольский полуостров) // Роль литолого-стратиграфического, структурного и палеогеографического факторов в формировании месторождений полезных ископаемых на Северо-Западе РСФСР. - М.: Изд. МГ РСФСР, 1978. - С.92-95.
- Егоров Д.Г., Баянова Т.Б. Возраст дайкового комплекса Кольской железорудной формации // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Тез. докл. Междунар. конф. Санкт-Петербург, 8-11 сентября, 1996 г. - СПб., 1996. - С.24.
- Елисеев Н.А., Ожинский И.С., Володин Е.Н. Геологическая карта Хибинских тундр // Тр. Ленингр. геол. упр. - 1939. - Вып.19. - 68 с.
- Елисеев Н.А., Федоров Э.Е. Ловозерский плутон и его месторождения // Тр. Лаборатории геологии докембрия АН СССР. - 1953. - № 1.
- Ермаков И.Г., Галкин А.С., Ракаев А.И., Дедюхин А.Н. Освоение Сопчеозерского месторождения хромитов // Цветные металлы. - СПб.: "Руда и металлы", 2000. № 4. - С.29-32.
- Ефимов А.А. Геологическое строение, условия формирования и платиноносность Ковдозерского базит-гипербазитового массива (Северо-Западное Беломорье): Автореф. дис. канд. наук - Воронеж, 1999. - 21 с.
- Ефимов М.М., Докучаева В.С., Смолькин и др. Основные формационные типы базит-гипербазитов северо-восточной части Балтийского щита (периодизация и особенности размещения) // Петрология и критерии оценки рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых формаций Карело-Кольского региона. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1985. - С.3-15.
- Ефимов А.А., Каулина Т.Б. Геологические особенности и датирование (первые данные) пород юго-восточной части Ковдозерского габбро-перидотитового комплекса // Беломорский подвижный пояс (геология, геодинамика, геохронология) // Тез. докл. Междунар. конф. - Петрозаводск, 1997. - С.31.
- Жамалетдинов А.А., Берзин В.Р., Елисеев А.А. и др. Строение земной коры на геотраверсе "СГ-3 - Мурманск - Кандалакша" по результатам электромагнитных зондирований и

сейсморазведки. // Тез. Междунар. геофиз. конф. "Геофизика-2000". Санкт-Петербург, 2-6 октября 2000. -СПб., 2000. - С.85-86.

Жамалетдинов А.А., Ивлиев А.И., Павловский В.И., Токарев А.Д. О литолого-структурном подходе при детальном геолого-геофизическом картировании проводящих зон Лапландского гранулитового пояса // Геофизические исследования при крупномасштабном картировании и прогнозировании месторождений // Тез. докл. Всесоюзн. совещ. - Л.: Изд. ВИТР, 1976а. - С.74-76.

Жамалетдинов А.А., Ивлиев А.И., Павловский В.И., Токарев А.Д. Строение проводящих зон гранулитового пояса на примере участка Абер-ярш // Геофизические исследования северо-восточной части Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1976б. - С.51-59.

Жамалетдинов А.А., Миторофанов Ф.П., Токарев А.Д., Шевцов А.Н. Влияние лунно-солнечных приливных деформаций на электропроводность и флюидный режим земной коры. - Докл. РАН, 2000. - Т.371, № 2. - С.235-239.

Жангуров А.А. Гидротермально-метасоматические преобразования метавулканитов Куолярвинской зоны карелид // Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1984. - С.25-32.

Жданов В.В. Метасоматиты, опыт изучения и картирования. - СПб.: Изд. ВСЕГЕИ, 1999. - 56 с.

Жданов В.В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М.: Наука. 1966. - 66 с.

Жиров Д.В., Лащук В.В. Облицовочный камень Мурманской области (справочно-методическое пособие). - Апатиты, 1998. - 109 с.

Жиров К.К., Шестаков Г.И., Рюнгген Г.И., Кравченко Э.В. Радиологическое определение возраста катархейских образований Кольского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. Геол. - 1972. - № 9. - С.3-23.

Жук-Почекутов К.А. К проблеме генезиса ийолит-уртитов Хибинского массива // Вопросы геологии и генезиса месторождений редких элементов. - Тр. ИМГРЭ, 1961. - Вып.5. - С.118-125.

Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. - М.- Л.: Наука, 1964. - 207 с.

Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития). - Л.: Наука, 1982. - 280 с.

Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. - Л.: Наука, 1988. - 110 с.

Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1983. - 96 с.

Зак С.И. Тектоника Хибинского щелочного массива // Магматизм и геология Кольского полуострова. - М.: Госгеолтехиздат, 1963. - С.9-35.

Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология фулканитов). Отв. ред. Лобач-Жученко С.Б. - Л.: Наука, 1988. - 215 с.

Земная кора восточной части Балтийского щита / К.О.Кратц, В.А.Глебовский, Р.В.Былинский, В.Л.Дук и др. - Л., Наука, 1978. - 232 с.

Зильбер М.Е. К вопросу о стратиграфии и меденосности эффузивов умбинской свиты Имандра-Варзугской зоны на Кольском полуострове // Мат. по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып.3. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1972. - С.3-7.

Златкинд Ц.Г., Шалимов А.И. Ено-Ковдозерский плутон щелочных и ультраосновных пород // Советская геология. - 1946. - № 12. - С.26-34.

Зозуля Д.Р. Геодинамическая обстановка формирования средне-кислых метавулканитов и щелочных гранитов Кейвско-Колмозерского района // Геология и геоэкология Фенноскандинавского щита, Восточно-Европейской платформы и их обрамления. - СПб., 2001. - С.44-46.

Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б. Геологическая и геохронологическая (Sm-Nd, U-Pb, Rb-Sr, K-Ar) характеристика щелочногранитного магматизма Кейвского террейна Балтийского щита // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. - М., 2000. - С.150-152.

Зозуля Д.Р., Корсакова О.П., Чикирев И.В. Перспективы алмазности центральной части Кольского полуострова // Алмазы и алмазность Тимано-Уральского региона. - Сыктывкар: Геопринт, 2001. - С.122-124.

Зозуля Д.Р., Павлова С.А. Нетрадиционные типы редкометалльного сырья Мурманской области: геолого-экономический анализ и рыночные перспективы // Наука и бизнес на Мурмане. - 1997. - № 3. - С.21-23.

- Зубарев А.И. Трахитоидные ийолиты Хибинского массива // Сов. геология. - 1978. - № 12. - С.53-63.
- Иванов А.А. Состав, строение супракrustальных толщ и черты эволюции осадочно-вулканогенного породообразования архея Терского блока (Кольский полуостров): Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. - Л.: Изд. ЛГУ, 1987. - 17 с.
- Иванов А.А. Аккреционные процессы формирования континентальной коры восточно-европейского кратона в раннем докембрии (по петрогеохимическим и геолого-геофизическим данным). - Апатиты: Изд. МУП "Полиграф", 2001. - 199 с.
- Иванова Т.Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. - М.: Госгеолтехиздат, 1963. - 282 с.
- Иванова Т.Н., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Поляков К.И. Ийолит-уртиты Хибинского массива. - Л.: Наука, 1970. - 180 с.
- Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н. Минералы Ковдора. - Оулу: Изд. Калевала, 1997. - 116 с.
- Ивлиев А.И. К стратиграфии супракrustального комплекса района Сальных тундр // Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. - Л.: Наука, 1971. - С.52-60.
- Ивлиев А.И., Гершенкоп А.Ш., Романюха А.М., Хавин В.Я. Графитовые руды горы Скалистой // Геология неметаллических полезных ископаемых Кольского полуострова. Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1982. - С.57-69.
- Ивлиев А.И., Пожиленко В.И. Марганцевоносные породы докембрийских супракrustальных комплексов // Геохимическая эволюция метаморфических комплексов Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1976. - С.108-114.
- Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития) / В.Г.Загородный, А.А.Предовский, А.А.Басалаев и др. - Л.: Наука, 1982. - 280 с.
- Информационные технологии в горном деле / Ред. А.А.Козырев - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1998. Ч.1. - 190 с.; Ч.2. - 174 с.
- История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита / С.А. Стрелков, В.Я. Евзеров, Б.И. Кошечкин и др. - Л.: Наука, 1976. - 164 с.
- Казанский В.И., Кузнецов О.Л., Кузнецов А.В. и др. Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района: Опыт изучения Кольской сверхглубокой скважины // Геология рудных месторождений. - 1994. - Т.36, № 6. - С.500-519.
- Калафати Л.В. Закономерности распределения пегматитов юго-запада Кольского полуострова на основе стратиграфического расчленения беломорской толщи // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. - М.-Л. Изд. АН СССР, 1960. Вып.2. - С.38-57.
- Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии / А.А.Кухаренко, М.П.Орлова, А.Г.Булах и др. - М.: Недра, 1965. - 550 с.
- Калинин А.А. Минералогия проявлений серебра в северо-восточной части Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1991. - 47 с.
- Калинкин М.М. О структуре Хибинского и Ловозерского щелочных массивов // Изв. АН СССР. Сер. Геол. - 1976. - № 8. - С.25-36.
- Калинкин М.М., Арзамасцев А.А., Поляков И.В. Кимберлиты и родственные породы Кольского региона // Петрология. - 1993. - Т.1. № 2. - С.205-214.
- Калинкин М.М., Козырева Л.В., Ефимов М.М. и др. Трубки взрыва Онежско-Кандалакшской зоны в восточной части Балтийского щита // Прогнозирование месторождений полезных ископаемых на Кольском полуострове. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1985. - С.94-100.
- Калинкин М.М., Поляков И.В. Кимберлиты и родственные породы Терского берега Кольского полуострова // Проблемы золотоносности и алмазности Севера европейской части России. - Петрозаводск, 1997. - С.117-123.
- Калинников В.Т., Николаев А.И., Захаров В.И. Гидрометаллургическая комплексная переработка нетрадиционного титано-редкометалльного и алюмосиликатного сырья // - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1999. - 225 с.
- Каменев Е.А. Поиски, разведка и геолого-промышленная оценка апатитовых месторождений хибинского типа (методические основы). - Л.:Недра, 1987. - 188 с.
- Камкин И.Р., Соколов С.В., Галкин А.С., Климовский Н.Б. Состояние сырьевой базы ОАО "Кольская ГМК" и перспективы ее развития // Цветные металлы. - 2000. - №4. - С.14-19.
- Капустин Ю.Л. Минералогия карбонатитов. - М.: Наука, 1971. - 288 с.
- Капустин Ю.Л. Структура карбонатитового комплекса Вуориярви // Сов. геология. - 1975. - № 9. - С.79-90.

- Карбонатиты Хибин / О.Б.Дудкин, Ф.В.Минаков, М.П.Кравченко и др. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1984. - 98 с.
- Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита / Ред. Т.Б.Баянова., В.И.Пожиленко и др. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002 г. - 53 с.
- Каулина Т.В. Результаты U-Pb- анализа цирконов из пород пояса Танаэлв // Геология и полезные ископаемые северо-запада и центра России. - Апатиты: Изд. Полиграф, 1999. - С.51 - 61.
- Келлер Б.М., Соколов Б.С. Поздний докембрий севера Мурманской области // Докл. АН СССР. - 1960. - Т.133, № 5. - С.1154-1157.
- Кириченко Л.А. Геологическое строение свиты полмос на Кольском полуострове // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып.2. - М.- Л.: Изд. АН СССР, 1960. - С.245-254.
- Кириченко Л.А. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове // Материалы по геологии и полезным ископаемым РСФСР. Вып.9. - Л., 1970. - 112 с.
- Киселев И.И. Концентрация ценных минералов в рыхлом покрове восточной части Балтийского щита // Отечественная геология. - 1993. - № 11. - С.25-32.
- Киселев И.И., Минаков Ф.В. Поиски россыпей апатита в Хибинах // Новые методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых на территории Северо-Запада РСФСР. - М.: Недра, 1984. - С.181-196.
- Кислицын Р.В. Возраст и кинематика тектонических движений в ядре раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена. Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. - СПб., 2001, - 22 с.
- Кислицын Р.В., Балаганский В.В., Манттари И., Ганнибал Л.Ф., Пожиленко В.И., Рюнгенен Г.И. U-Pb-возраст цирконов из габброанортозитов и габброанортозитов полигона Воче-Ламбина, Кольский полуостров // Вестн. МГТУ. - 2000. - Т.3, № 2. - С.307-314.
- Кислицын Р.В., Балаганский В.В., Манттари И., Дейли Дж. С., Тиммерман М.Я. Возраст заключительного этапа палеопротерозойской коллизии в ядре Лапландско-Кольского орогена (Северо-Восток Балтийского щита) // Коллизионная стадия развития складчатых поясов // Тез. совещ. - Екатеринбург, 2000.
- Когарко Л.Н. Проблемы генезиса агапитовых магм. - М.: Наука, 1977. - 294 с.
- Когарко Л.Н., Крамм У., Блаксланд А. и др. Возраст и происхождение щелочных пород Хибинского массива (изотопия рублидия и стронция) // Докл. АН СССР. - 1981. - Т.260, № 4. - С.1001-1004.
- Когарко Л.Н., Крамм У., Грауэрт Б. Новые данные по возрасту и генезису щелочных пород Ловозерского массива // Докл. АН СССР. - 1983. - Ч.268. № 4. - С.970-972.
- Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. - Л.: Наука, 1973. - 287 с.
- Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С. Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых тундр. - Л.: Наука, 1967. - 166 с.
- Козлов М.Т. Стратиграфия Имандра-Варзуской подвижной зоны // Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. - Л.: Наука, 1971. - С.99-111.
- Козлов М.Т. Разрывная тектоника северо-восточной части Балтийского щита. - Л.: Наука, 1979. - 140 с.
- Козлов М.Т., Латышев Л.Н. Новые данные по геологии Приимандровской части Мончегорского района // Региональная геология, металлогения и геофизика. Сер. "Вопросы геологии и металлогении Кольского полуострова", вып.5, ч.1. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1974. - С.67-74
- Козлов М.Т., Радченко А.Т. Стратиграфическое положение конгломератов района Малых Кейв (Кольский полуостров) // Природа и хозяйство Севера. - 1970. - Вып.2, ч.1. - С.49-53.
- Козлов Н.Е. Вещественный состав метаморфических комплексов высокобарных гранулитовых поясов и проблема формирования их протолитов (на примере лапландских гранулитов): Автореф. дис. докт. геол. наук. - СПб., 1995. - 36 с.
- Козырева Л.В. К минералогии эруптивных брекчий Хибинского массива // Новые данные по минералогии магматических и метаморфических комплексов Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1986. - С.10-15.
- Козырева Л.В., Меньшиков Ю.П. Пегматитовые поля Хибинского массива и связанная с ними минерализация // Новые данные по минералогии магматических и метаморфических комплексов Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1986. - С.3-10.
- Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения сверхглубокой скважины. Гл. ред Е.А.Козловский Е.А. - М.: Недра, 1984. - 490 с.

- Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований / Ф.Ф.Горбачевич, Ю.П.Смирнов, С.В.Икорский, И.Л.Каменский и др. - М.: Технонефтегаз, 1998. - 260 с.
- Кольский глубинный раннедокембрийский коллизон: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении / Ф.П.Митрофанов, Т.Б.Баянова, Н.Л.Балабонин и др. // Вестн. СПбГУ. Сер.7. - 1997. - Вып.3, № 21. - С.5-18.
- Кононов М.Е. Огнеупоры из минерального сырья Карело-Кольского региона. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. - 180 с.
- Коноплева Н.Г. О стратиграфии рифейских отложений п-ова Рыбачьего // Новые данные по геологии и стратиграфии Северо-Запада РСФСР. - М., 1977. - С.60-80.
- Конъюнктура мировых рынков минерального сырья: Приложение к справочнику "Минеральные ресурсы мира". - МПР РФ. ГНПП "Аэрогеология". - М., 1997.
- Коропов Б.Л., Томчук Н.П. Минерально-сырьевая база ОАО "Апатит" // Горн. журнал. - 1999. - № 9. - С.19-22.
- Корсакова О.П., Гавриленко Б.В. Выявление россыпеконтролирующих структур северо-восточной части Балтийского щита // Важнейшие промышленные типы россыпей и месторождений кор выветривания: технология оценки и освоения. - М., 1997. - С.121.
- Корчагин А.У., Бакушкин Е.М., Виноградов Л.А. и др. Геологическое строение нижней краевой зоны массива Панских тундр и ее платинометалльное оруденение // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. - М.: Наука, 1994. - С.100-106.
- Костылева Е.Е. Эвдиалит как циркониевая руда в Хибинских и Ловозерских тундрах // Хибинские редкие элементы и пирротины. - 1933. - № 5. - С.148-153.
- Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. - Т.1 и 2. - М.: Наука, 1978. - 228 с., - 586 с.
- Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. - Л.: Наука, 1979. - 158 с.
- Кошечкин Б.И. Тундра хранит след: Очерки об исследователях Кольского Севера. - Мурманск: Кн. Изд., 1979. - 152 с.
- Краснова Н.И., Копылова Л.Н. Геологическая основа для проведения минералогического картирования (Ковдорское месторождение) // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1988. - № 5. - С.81-92.
- Кратц К.О. Геология карелид Карелии. - М.- Л.: Изд. АН СССР, 1963. - 210 с.
- Кратц К.О., Негруца В.З., Соколов В.А. и др. Новое в изучении стратиграфии докембрия советской части Балтийского щита // Сов. геология. - 1982. - № 7. - С.105-118.
- Крылов И.Н., Любцов В.В. Строматолитовые биогермы острова Кильдин // Природа и хозяйство Севера. - 1976. - Вып.4. - С.50-56.
- Кудрявцев Н.М. Кольский полуостров. Физико-географический очерк // Тр. СПб. общ. естествоиспытателей. 1882. - Т.12, № 2. - С.233-268.
- Кудряшов Н.М. Геохронология парагнейсов, гранитогнейсов и метадiorитов района оз.Сенное (северо-западное Беломорье): Автореф. дис. канд. наук. - СПб., 1996. - 28 с.
- Кудряшов Н.М. U-Pb геохронология друзитового массива Жемчужный // Беломорский подвижный пояс: геология, геодинамика, геохронология. - Петрозаводск, 1997. - 39 с.
- Кудряшов Н.М., Апанасевич Е.А., Ганнибал Л.Ф., Левкович Н.В. U-Pb-возраст диоритов Друзитового массива Жемчужный (Северо-Западное Беломорье) // Вопросы геологии Карело-Кольского региона. - Петрозаводск: Изд. Кар НЦ РАН, 1996. - С.75-84.
- Кудряшов Н.М., Гавриленко Б.В., Апанасевич Е.А. Возраст пород архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья: новые U-Pb данные // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада России. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1999. - С.66-70.
- Кудряшов Н.М., Гавриленко Б.В. Геохронология зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и его обрамления (Кольский полуостров) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. - М., 2000. - С.196-198.
- Кудряшов Н.М., Петровский М.Н. Изотопный возраст лампрофиров зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья // Геология и геоэкология Фенноскандии, Северо-Запада и Центра России. - Петрозаводск, 2000. - С.36-38.
- Куклей Л.Н. Особенности структуры беломорского комплекса докембрия на примере района Риколатва-Касси: Автореф. дис. канд. наук. - М., 1970. - 24 с.
- Куплетский Б.М. Петрографический очерк Хибинских тундр. - Тр. Ин-та по изучению Севера. - 1928. - Сб.39. - Т.2. - С.76-203.

- Куплетский Б.М. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр // Сб. в честь 50-летнего юбилея акад. В.И.Вернадского. - М.: Изд. АН СССР, 1936. - С.1013-1040.
- Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. - Тр. Ленингр. общ. естествоиспыт. - 1971. - Т.72. - Вып.2. - 280 с.
- Кухаренко А.А., Ильинский Г.А., Иванова Т.Н. и др. Кларки Хибинского щелочного массива. // Зап. ВМО. - 1968. - Ч.97. - Вып.2. - С.133-149.
- Лавров М.М. Гипербазиты и расслоенные интрузии докембрия Северной Карелии. - Л.: Наука, 1979. - 136 с.
- Лавин А.В. О некоторых проблемах генезиса карбонатитов // Геол. рудн. месторожд. - 1980. - № 4. - С.3-20.
- Латыпов Р.М., Митрофанов Ф.П., Скиба В.И., Алапиев Т.Т. Расслоенный интрузив Западно-Панских тундр, Кольский полуостров: механизм дифференциации и последовательность становления // Петрология, 2001, Т.9, - С.254-293.
- Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2000. - 315 с.
- Латышев Л.Н. Протерозойские фосфатосные метапесчаники Мончегорского района // Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1976. - С.1.15-119
- Липов А.П., Федотов Ж.А. Региональные дайковые комплексы северо-востока Кольского полуострова // Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1987. - С.48-56.
- Литвиненко И.В. Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита // Геофизика, 27-й геологический конгресс, С-08. - М., 1984. - С.9-20.
- Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Платоненкова Л.Н., Сипарова Ю.А. Глубинный разрез Кейвской синклинойной зоны // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. - Л.: Наука, 1968. - С.104-110.
- Лиферович Р.П., Баянова Т.Б. Цагинский массив: геохимические особенности, возрастные данные // Геология Балтийского щита и других докембрийских областей России. Мат. 9-й молодежн. научн. конф. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1995. - С.20-25.
- Лулева О.И. Докембрийские конгломераты Кольского полуострова // Докл. АН СССР, 1963. - Т.152, № 4. - С.953-955.
- Любавин Л.М., Жамалетдинов А.А., Пожиленко В.И. Строение юго-восточной части Кольского полуострова по результатам аэро-и наземной электроразведки // Геофизика, 1999. - № 3. - С.53-62.
- Любавин Л.М., Жамалетдинов А.А., Пожиленко В.И. Строение юго-восточной части Кольского полуострова: Геологическая интерпретация аэро- и наземной электроразведки. - Апатиты: изд. "Полиграф", 2000. - 30 с.
- Любцов В.В., Михайлова Б.С., Предовский А.А. Литостратиграфия и микрофоссилии позднего докембрия Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1989. - 129 с.
- Любцов В.В., Предовский А.А. Кварцевые песчаники верхнего рифея Кольского региона как новое высококремнеземистое флюсовое сырье // - Мурманск: Мурманское кн. Изд. Природа и хозяйство Севера, вып. 11. 1983. - С.27-29.
- Любцов В.В., Предовский А.А. Верхнепротерозойские осадочные породы Кольского побережья и их корреляция в пределах Баренцева региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т.6, № 3. - 1998. - С.17-28.
- Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры (Ред. Ф.П.Митрофанов и В.Ф.Смолькин). - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1995. - 256 с.
- Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита // Отв. ред. И.В.Бельков. - Л.: Наука, 1985. - 176 с.
- Макарова Е.И. Перебирая документы архива КНЦ РАН. - М., - 2000. - 5 с. - Деп. в СИФ ОЦНТИ ВНИИДАД, № 202.
- Мантийная составляющая в гранитоидах лицо-арагубского комплекса на поверхности и в разрезе архейского комплекса КСГС: изотопы Не в породах и минералах / В.Р.Ветрин, И.Л.Каменский, Т.Б.Баянова, С.В.Икорский. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2000.
- Марков М.С., Авакян К.Х., Баржицкий В.В. и др. Позднеархейские структурно-формационные зоны Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1987. - 44 с.

- Маршруты экскурсий для участников Всесоюзного совещания «Тектоника раннего докембрия». - Апатиты. Изд. КФАН СССР. 1978. - 22 с.
- Маслеников В.А., Бондаренко Л.П., Прияткина Л.А. и др. Граниты северо-восточной части Кольского полуострова // Граниты Кольского полуострова и Карелии. - М.- Л.: АН СССР, 1963. - 336 с.
- Маслов А.Д., Мельников Н.Н., Калашник А.И., Селин А.А., Лебедев А.В., Сухорученков А.И. Пути стабилизации и развития горнопромышленного комплекса Мурманской области // Горный журнал. 1998. - № 4. - С.6-10.
- Медно-никелевые месторождения Печенги. Отв. ред. Н.П.Лаверов. - М.: ГЕОС, 1999. - 236 с.
- Мележик В.А. Седиментационные и осадочно-породные бассейны раннего протерозоя Балтийского щита. - СПб.: Наука, 1992. - 258 с.
- Мележик В.А., Басалаев А.А. и др. Углеродистые отложения ранних этапов развития Земли. - Л.: Наука, 1988. - 191 с.
- Мележик В.А., Предовский А.А. Геохимия раннепротерозойского литогенеза. - Л.: Наука, 1982. - 208 с.
- Мельников Н.Н., Бусырев В.М., Гершенкоп А.Ш., Пучка В.Д., Черемных Г.В. Слюдяные месторождения Мурманской области: реальность и возможности освоения. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1998. - 189 с.
- Мельников Н.Н., Каспарьян Э.В. Подготовка кадров - необходимое условие подъема горной промышленности Мурманской области. // Вестник МГТУ. - Т.1. - Мурманск: МГТУ, 1998. - № 1. - С.105-111.
- Меньшиков Ю.П., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н. Бериллиевая минерализация в жильных образованиях Хибинского массива // Зап. ВМО. - 1999. - Ч.СХХVIII. - № 1. - С.3-14.
- Металлогения восточной части Балтийского щита (Ред. Т.В.Билибина). - Л.: Недра, 1980. - 247 с.
- Метаморфические формации: принципы и методы оценки рудоносных геологических формаций / В.В.Жданов, Б.В.Петров, Б.А.Блюман и др. - Л.: Недра, 1986. - 246 с.
- Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника, 1995. - № 6. - С.80-92.
- Минаков Ф.В. К вопросу о поисках погребенных россыпей апатита в Хибинах // Природа и хозяйство Севера. - 1981. - Вып.8. - С.16-22.
- Минаков Ф.В. Связь апатитовых месторождений с ийолит-уртитовой интрузией Хибинского массива. - Апатиты. М.: Наука, 1968. - С.85-91.
- Минералогия Хибинского массива (Ред. Ф.В.Чухров). - М.: Наука, 1978. - Т.1. - 228 с.; Т.2. - 586 с.
- Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. - М.- Л.: Изд. АН СССР, 1937. - 563 с.
- Минеральные месторождения Кольского полуострова (Г.И.Горбунов, И.В.Бельков, С.И.Макиевский и др.) - Л.: Наука, 1981. - 272 с.
- Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. - М.: ЗАО "Геоинформмарк", 2000. - Вып.4. - С.56-57.
- Миц М.В. Палеогеодинамические реконструкции раннего докембрия древнейшей (восточной и северо-восточной) части Балтийского щита // Ред. Ф.П.Митрофанов. Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1992. - С.34-49.
- Миц М.В., Колпаков Н.И., Пузанов В.И. Тектоническая структура Мурманского блока Балтийского щита // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. - Л., 1980. - С.138-145.
- Миц М.В., Собонович Э.В., Цюнь О.В. Свинцово-изохронное датирование горных пород Мурманского блока и его обрамления (Кольский полуостров) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982. - № 10. - С.5-16.
- Миц М.В., Цюнь О.В., Собонович Э.В. Время формирования лапландских гранулитов, гранит-мигматитовых куполов и зеленокаменного пояса Имандра-Варзуга (Кольский полуостров) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1989. - № 5. - С.83-91.
- Миц М.В., Цюнь О.В., Шенкман Е.Я. Изотопное датирование тектонической эволюции Кейвской структуры (Кольский полуостров) // Изв. РАН. Сер. геол. - 1992. - № 10. - С. 6-17.
- Миц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. - Тр. ГИН. Вып.503. - М.: Научный мир. 1996. - 287 с.
- Мирская Д.Д. Петрология метабазитов района Кейв. - Л.: Наука, 1968. - 168 с.
- Мирская Д.Д. О стратиграфии осадочно-вулканогенных образований восточного побережья Кольского полуострова // Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. - Л., 1971. - С.112-121.

- Мирская Д.Д. Супракрустальные формации Кейвской зоны // Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1975. - С.23-35.
- Мирская Д.Д. Структура супракрустальных комплексов Вороньинско-Кейвского района // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1978а. - С.20-27.
- Мирская Д.Д. Стратиграфия и корреляция образований Кейвской и Колмозеро-Вороньинской зон // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1978б. - С.3-17.
- Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф. и др. U-Pb-возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // Докл. РАН. - 1993. - Т.331, - № 1. - С.95-98.
- Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л., Сорохтин Н.О., Пожиленко В.И. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизии: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник СПб ГУ. Сер.7. - Вып.3, № 21. - 1997. - С.5-18.
- Митрофанов Ф.П., Гавриленко Б.В. Металлогения Кольского раннепротерозойского коллизии // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. - Иркутск, 1998а. - С.107-108.
- Митрофанов Ф.П., Ефимов М.М., Пожиленко В.И. Методологические основы составления геодинамической карты северо-восточной Фенноскандии: Тез. докл. 1-й междунар. конф. "Корреляция геол. комплексов Фенноскандии", 8-11 сент. 1996 г., Санкт-Петербург. - СПб., 1996а. - 51 с.
- Митрофанов Ф.П., Жангуров Ж.А., Торохов М.П., Баянова Т.Б., Каржавин В.К., Галимзянова Р.М. Перспективы платиноносности Имандровского расслоенного интрузива // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Сб. научных трудов, т. II. - Кн.2. - М.: Геоинформмарк, 1995. - С.26-42.
- Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Древнейший в мире анорогенный щелочно-гранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // Докл. РАН. 2000. - Т.374, - № 2. - С.238-241.
- Митрофанов Ф.П., Любцов В.В., Предовский А.А., Припачкин В.А. Углеводороды и органический углерод в верхнепротерозойских отложениях северо-запада Кольского полуострова: значение для оценки перспектив нефтегазоносности шельфа Баренцева моря // Геология и геофизика. - 1996б. - Т.37, - № 6. - С.125-135.
- Митрофанов Ф.П., Припачкин В.А. Новые проблемы фундаментальной и прикладной геологической науки Кольского региона // Вестник МГТУ. - Т.1. - Мурманск: МГТУ, 1998б. - № 1. - С.95-104.
- Митрофанов Ф.П., Предовский А.А., Любцов В.В. и др. Новые аспекты прогнозирования крупных нефтегазовых областей (эволюция протоконтинентального ложа, история глубоких горизонтов стратисферы и процессов эндогенной активизации). - Апатиты: Изд. ГИ КНЦ РАН. 1998в. - 58 с.
- Митрофанов Ф.П., Предовский А.А., Любцов В.В. и др. Верхнепротерозойские осадочные толщи Кильдинско-Беломорско-Мезенской площади как объект прогнозирования энергоносителей / - Апатиты: Изд-во Петр. ГУ, 1999. - 72 с.
- Митрофанов Ф.П., Скуфьин П.К., Баянова Т.Б. и др. Интрузивное тело риодацитовых порфиоров в разрезе пород раннепротерозойского печенгского комплекса Кольской сверхглубокой скважины // Докл. АН, 2001, Т.380, № 4. - С.540-544.
- Митрофанов Ф.П., Хильтова В.Я., Вревский А.Б. Состав, структура и процессы архейской литосферы // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. - М.: Наука, 1986. - С.134-144.
- Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Дистлер В.В. и др. Кольский регион - новая платинометаллическая провинция // Геология и генезис платиновых металлов. - М.: Наука, 1994. - С.65-79.
- Мишарев Д.Т., Амеландов А.С., Захарченко А.И. и др. Стратиграфия, тектоника и пегматитовосность Северо-Западного Беломорья. - Тр. ВСЕГЕИ. - Л., Наука, 1960. - 112 с.
- Мультимедийный справочник по минерально-сырьевым ресурсам и горнопромышленному комплексу Мурманской области: Цифровой информационный ресурс. - Под ред. Ф.П.Митрофанова, А.В.Лебедева / Отв. руководитель Д.В.Жиров / Отв. исполн. В.Ю.Калачев, С.А.Климов, Н.О.Сорохтин / Соисполн.: Комитет природных ресурсов по Мурманской области, С.В.Жабин, Н.И.Бичук, В.А.Чапин, В.Г.Зайцев / Сост.: Б.В.Афанасьев, Б.В.Гавриленко, В.И.Пожиленко и др. - Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2001. Ч.1: Геология и минерально-сырьевые ресурсы - 460 мб. Ч.2: Горнопромышленный комплекс - 680 мб.

- Мурманская область. Настоящее и будущее: Рекламно-информационный буклет. - Мурманск: ООО изд. "Рекламная полиграфия", 2001а. - 28 с.
- Мурманская область: тенденции экономического и социального развития на рубеже тысячелетий // Под ред. В.С.Селина и А.В.Истомина. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2001б. - 340 с.
- Найфонов Т.Б., Белобородов В.И., Захарова И.Б. Флотационное обогащение комплексных титановых и циркониевых руд. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 1993. - 240 с.
- Негруца В.З. Стратиграфия гиперборейских отложений п-овов Среднего, Рыбачьего и острова Кильдин // Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия. 1971. Т.175. - С.153-186.
- Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. - Л.: Недра, 1984. - 270 с.
- Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Историко-геологический метод изучения докембрия. - Л.: Недра, 1988. - 196 с.
- Негруца В.З., Басалаев А.А., Чикирев И.В. Баренцевоморский фосфоритовый бассейн. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. - 119 с.
- Негруца Т.Ф. Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. - Л.: Изд. ЛГУ, 1979. - 254 с.
- Негруца Т.Ф. Граница архея и протерозоя на Балтийском щите. - Апатиты: Изд. КФАН АН СССР, 1988. - 80 с.
- Нерович Л.И. Петрология и геохронология анортозитов Лапландского гранулитового пояса. Автореф. канд. дис. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1999. - 23 с.
- Нечаева И.А. Множественные метеоритные взрывы как геологический фактор. - М.: Недра, - 1982. - 120 с.
- Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И. и др. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология. 1999. - Т.7, № 3. - С.252-275.
- Никитин И.В. Черты офиолитовой формации в полмос-поросозерской амфиболитовой толще // Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1975. - С. 47-56.
- Никитин И.В. Олистоостровы докембрийской зоны Колмозеро-Воронья // Литология и геохимия раннего докембрия. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1977. - С.49-55.
- Никитин И.В. Особенности тектонического формирования зоны Колмозеро-Воронья // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1978. - С.44-52.
- Никитин И.В. Тектоника зоны Колмозеро-Воронья в свете концепции горизонтальных движений // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. - Л.: Наука, 1980. - С.104-111.
- Никитин И.В. Строение и особенности формирования структурно-вещественных комплексов шовной зоны Колмозеро-Воронья: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. - М., 1986. - 18 с.
- Никитин И.В. Опыт тектонофациального анализа образований катазоны (Зона Колмозеро-Воронья) // Тектонофациальный анализ и его роль в геологии, геофизике и металлогении. - Алма-Ата: "Гылым", 1991. - С.87-97.
- Никитин И.В., Гавриленко Б.В. Структурная и геодинамическая многоликость эксгумированных "корней" архейского межплитного шва (Кольский полуостров) // Постколлизонная эволюция подвижных поясов. - Екатеринбург, 2001. - С.126-129.
- Никонов А.А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1964. - 183 с.
- Новое в геологии, геофизике и геохимии Кольского полуострова. - Под ред. Ф.П.Митрофанова. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1996. - 118 с.
- Новые Хибинские апатитовые месторождения (Ред. Е.А.Каменев, Д.А.Минеев). - М.: Недра, 1982. - 182 с.
- Новые данные по геохронологии и геохимии изотопов докембрия Кольского полуострова. (Ред. Ф.П.Митрофанов, Ю.А.Балашов). Ч.1. Ч.П. - Апатиты: Изд. КНЦ АН СССР, 1990. - 35 с.
- Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000 / А.Т.Радченко, В.В.Балаганский, А.А.Басалаев и др. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. - 95 с.
- Овчинникова Г.В., Яковлева С.З., Кутявин Э.П. U-Pb-системы гнейсов района оз.Лице (зона Колмозеро-Воронья, Кольский полуостров) // Современные данные изотопной геохимии и космохимии. - Л., 1985. - С.78-81.

- Одинец А.Ю. Петрология Панского массива основных пород (Кольский полуостров). Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. - М., 1971. - 24 с.
- Онохин Ф.М. Особенности структуры Хибинского массива и апатит-нефелиновых месторождений. - Л.: Наука, 1975. - 106 с.
- Освоение минеральных богатств Кольского полуострова (Отв. ред. И.А.Турчанинов). - Мурманск: Мурман. кн. Изд. 1974. - 276 с.
- Основные положения стратегии экономического развития Мурманской области на период до 2015 года (стратегия утверждена Постановлением Правительства Мурманской области от 20.12.2001 г. № 251-ПП). - Мурманск: МИПП "Север", 2002. - 116 с.
- Осокин А.С. Размещение и вещественный состав апатит-титаномагнетит-ильменитовых руд массива Гремяха-Вырмес. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1987. - 90 с.
- Остистый Б.К., Лузин Г.П., Меркулова О.Н. Проблемы освоения углеводородных ресурсов шельфовых акваторий западной Арктики. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1999. - 149 с.
- Панасенко Г.Д. О мощности земной коры на Кольском полуострове // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып.4. - М.- Л., 1963. - С.98-103.
- Панасенко Г.Д. Основные черты сейсмичности Фенноскандии // Физика Земли. 1993, № 2. - С.57-62.
- Пара- и ортоамфиболиты докембрия / А.В.Сидоренко, В.А.Теняков, О.М.Розен и др. - М.: Наука, 1972. - 209 с.
- Пеков И.В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. - М.: Творческое объединение "Земля" Ассоциации Экоств, 2001. - 464 с.
- Перчук Л.Л. Геотермобарометрия и перемещение кристаллических пород в коре и верхней мантии Земли // Соросовский образовательный журнал. 1997. - № 7. - С.64-72.
- Петров Б.В., Павлов М.Г. Опыт крупномасштабного картирования полиметаморфических комплексов щитов // Методика картирования метаморфических комплексов. - Новосибирск: Наука, 1980. - С.91-96.
- Петров В.П. Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1999. - 325 с.
- Петров В.П., Волошина З.М., Реженева С.А. Метаморфизм вулканогенно-осадочных образований Усть-Понойской структуры (Кольский полуостров) // Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1984. - С.69-77.
- Петров В.П., Беляев О.А. и др. Руднометаморфические системы раннего докембрия северо-восточной части Балтийского щита // - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1996. - 134 с.
- Петров В.П., Волошина З.М. К характеристике метаморфической истории Северо-Карельского пояса карелид // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1987. - С.75-83.
- Петров В.П., Глазунков А.Н. Этапность и термодинамический режим метаморфизма Кейвского блока (Кольский полуостров) // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1987. - С.50-59.
- Петровская Л.С., Баянова Т.Б. Последовательность эндогенных процессов в архейских породах района Пулозеро (Центрально-Кольский блок) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докл. - М.: ГЕОС, 2000. - С.264-266.
- Петровский М.Н., Виноградов А.Н. Геология позднеархейского Поросозерского массива гранитоидов (Кольский полуостров) // Вест. МГТУ. 2002. - Т.5, - № 1. - С.91-98.
- Петрофизика пород Западного Беломорья. (Т.С.Игнатьева, В.С.Степанов и др.). - Петрозаводск: Изд. Кар. фил. АН СССР, 1980. - 160 с.
- Питерский В.М. Стратегический потенциал России. Природные ресурсы. - М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. - 252 с.
- Платунова А.П. О "литосферных" сегментах Кольского полуострова и разграничивающих их шовных зонах // Восточная часть Балтийского щита. Геология и глубинное строение. - Л.: Наука, 1975. - С.84-102.
- Пожиленко В.И. Некоторые особенности метаморфизма пород Нотозерского блок-антиклинория // Метаморфизм докембрийских комплексов. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1976. - С.85-94.
- Пожиленко В.И. Общая характеристика разрезов докембрийских образований Нотозерского блока // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1978. - С.25-35.

- Пожиленко В.И. Структурные элементы и формы в супракрустальных породах Нотозерского района и последовательность их образования. // Тектоника и глубинное строение восточной части Балтийского щита. – Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1978. - С.37-44.
- Пожиленко В.И. Строение и данные к формационной характеристике Риколатвинской зоны Беломорья // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. – Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1984. - С.56-63.
- Пожиленко В.И. Ранний докембрий Нотозерского района Кольского п-ва (особенности развития и структурной эволюции). Автореф. дис. канд. - М., 1984а. - 20 с.
- Пожиленко В.И. Структурное районирование и история формирования складчато-метаморфических комплексов Нотозерского района // Геология докембрия Кольского полуострова – Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1984б. - С.30-40.
- Пожиленко В.И. Основные элементы строения и эволюции структурных зон Нотозерского района (северо-восточная часть Балтийского щита) // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1987. - С.34-42.
- Пожиленко В.И. Метагипербазиты Енско-Риколатвинской зоны северо-западного Беломорья // Базит-гипербазитовый магматизм структурно-формационных зон Кольского полуострова. – Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1987а. - С.83-88.
- Пожиленко В.И. Минеральные парагенезисы метапелитов - индикаторы полиметаморфизма Енской зоны Беломорья // Минеральные парагенезисы метаморфических и метасоматических пород. – Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1987б. - С.110-117.
- Пожиленко В.И. Зона беломорид // Позднеархейские структурно-формационные зоны Кольского полуострова. – Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1987в. - С.16-22.
- Пожиленко В.И. Пример совмещенных фрагментов образований разновозрастных зеленокаменных структур раннего докембрия в Приимандровском тектоническом треугольнике (Кольский полуостров) // "Структурный анализ кристаллических комплексов и геологическое картирование". Ч.2. Тез. докл. - Киев, 1990. - С.73-74.
- Пожиленко В.И. Архейские формации и формационные ряды // Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита. - СПб.: Наука. 1992. - С.11-19.
- Пожиленко В.И. Стратификация комплексов метаморфических пород Енского сегмента Северо-Западного Беломорья (Балтийский щит). – Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2000. С.212-215.
- Пожиленко В.И., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Кошечев О.А. Возраст эндогенных процессов Енского сегмента Беломорья // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. - СПб., 1995. - С.53-54.
- Пожиленко В.И., Т.Б.Баянова, В.А.Богачев и др. Уточнение геотектонической природы и возраста раннедокембрийских процессов и пород по изотопным данным (Кольский регион, Балтийский щит): Тез. науч. конф. "Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты", 15-17 ноября 2000 г., Москва. - М.: Изд. ИГЕМ РАН, 2000б. - С.268-271.
- Пожиленко В.И., Баянова Т.Б., Богачев В.А., Филиппов Н.Б., Гоголь О.В. Соотношение и возраст арваренчской и кукшинской свит (г.Ар-Варенч, Кольский регион, Балтийский щит): Мат. III Всероссийского совещ. "Общие вопросы расчленения докембрия", Апатиты, 2000. - Апатиты: Изд. "Полиграф", 2000а. - С.215-218.
- Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф., Шаров Н.В. Сейсмогеологические модели земной коры Лапландско-Печенгского района // Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. Отв. ред. Н.В.Шаров. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1997. - С.181-208.
- Позднеархейские структурно-формационные зоны Кольского полуострова. (М.С.Марков, К.Х.Авакян, В.В.Баржицкий и др.). - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1987. - 44 с.
- Поздняков В.Я. Североникель. (Страницы истории комбината "Североникель"). - М.: Издательский дом "Руда и металлы", 1999. - 432 с.
- Покровский С.Д., Салье Е.А. Месторождения эвдиалита Хибинских и Ловозерских тундр // Хибинские редкие элементы и пирротины. 1933. - № 5. - С.163-173.
- Полеховский Ю.С., Воинов А.С., Тарасова И.П. Структурно-литологический контроль и геохимические особенности щелочно-карбонатных метасоматитов докембрия // Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1984. - С.17-25.
- Полканов А.А. Гиперборейская формация п-ва Рыбачьего и о.Кильдин (Кольский п-ов) // Проблемы советской геологии, 1934. - Т.2. - № 6. - С.201-221.

- Полканов А.А., Герлинг Э.К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления // Вопросы геохронологии и геологии. - Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1961. - Вып.12. - С.7-102.
- Поляк Э.А. Геологическое строение Печенгской структурной зоны // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. - Л.: Наука, 1968. - С.11-119.
- Поляков И.В., Калинин М.М. Алмазы и минералы-спутники в кимберлитах и рыхлых отложениях Терского берега Кольского полуострова // Зап. ВМО. 1993. - № 1. - С.96-101.
- Поляков И.В., Калинин М.М., Сергеева О.С. Новые аспекты алмазоносности кимберлитов Терского берега Мурманской области // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. - Сыктывкар: Геопринт, 2001. - С.121-122.
- Попович Т.Н. Полвека у горы Оленьей - Мурманск: МИПП "Север", 1999. - 224 с.
- Поротова Г.А., Болгурцев Н.Н. Глубинное строение восточной части Балтийского кристаллического щита и некоторые вопросы связи с ним магматизма // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971. - С.16-24.
- Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М. Геохимия Печенгского комплекса (метаморфизованные осадки и вулканиты). - Л.: Наука. 1974. - 139 с.
- Природопользование в Евро-Арктическом регионе: опыт XX века и перспективы / В.Т.Калинников, А.Н.Виноградов, Т.И.Моисеенко и др. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2001. - 486 с.
- Прияткина Л.А. Ритмичная слоистость в архейских породах Кольского полуострова // Вопросы геохронологии докембрия. - М.- Л.: АН СССР, 1961. - С.156-165.
- Прияткина Л.А., Дагелайский В.Б. Метаморфизм свит полмос и порос. - Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1963. - Вып.15. - С.72-84.
- Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома. - Л.: Наука, 1979. - 128 с.
- Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Отв. ред. В.А.Глебовицкий, Н.В.Шаров. - Л.: Наука, 1991. - 224 с.
- Прогнозная модель глубинного строения района заложения геофизического профиля "2" на востоке Кольского полуострова / В.В.Балаганский, Е.Б.Бекетова, Б.В.Гавриленко и др. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2000. - 50 с.
- Проскураков В.В. Геологическое строение и особенности дифференциации основной интрузии Панских высот на Кольском полуострове // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1967. - С.40-54.
- Процюк А.П., Громов П.Б., Лебедева Л.П. Технология плавленных фосфорно-магниевого удобрений (ПФМУ) // Новые технологии для комплексного использования природных ресурсов Севера. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. С.88.
- Путинцева Е.В., Петров С.В., Филиппов Н.Б. благородные металлы в продуктах переработки руд Ковдорского месторождения // Обогащение руд. 1997. - № 5. - С.22-25.
- Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. - Л.: Наука, 1990. - 216 с.
- Пушкарев Ю.А., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1978. - 136 с.
- Пушкарев Ю.Д., Рюнгенен Г.И., Шестаков Г.И., Шуркина Л.К. Гранитоиды древнее 2800 млн лет на Кольском полуострове // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1979. - С.18-43.
- Пушкин Г.Ю. Аметисты Терского берега Белого моря // – Апатиты. Природа и хозяйство Севера. - Вып.2. Ч.2 1971. - С.61-63.
- Пэк А.В. Материалы к тектонике Хибин // Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова. - Вып.9. - М.- Л.: Изд. АН СССР. 1935. - С.5-54.
- Рагозина А.Л. Стратиграфия и микрофоссилии терской свиты и гиперборейских образований Кольского полуострова // Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. - Л.: Наука, 1971. - С.131-139.
- Рагозина А.Л., Степкин Е.С. Формационная принадлежность и корреляция отложений позднего докембрия Кольского полуострова // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1978. - С.130-135.
- Радченко А.Т. Структура Имандра-Варзугской зоны // Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1980. - С.59-69.

- Радченко А.Т. Тектонические аспекты решения дискуссионных вопросов строения Печенгско-Варзугской зоны // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1984. - С.3-8.
- Радченко А.Т., Борисов А.Е. О геотектонической природе Имандра-Варзугской зоны // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1978. - С.52-60.
- Ракаев А.И., Мельников Н.Н. и др. Хромовые руды Кольского полуострова: минералогическая оценка, перспективы освоения // Обогащение руд. 1999, № 6. – С.19-24.
- Ранний докембрий Северо-Востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры / Ред. М.В.Минц, В.Н.Глазнев, А.Н.Конилов и др. - М.: Научный мир, 1996. - 287 с.
- Резанов И.А., Файтельсон А.Ш., Краснопевцева Г.В. Природа границы Мохоровичича. - М.: Недра, 1984. - 219 с.
- Ремизова А.М. Зоны сочленения структур карелид в аспекте современных геодинамических концепций // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1987. - С.13-18.
- Ремизова А.М., Баржицкая С.М. Новые данные по геологическому строению южной части Центрального блока Имандра-Варзугской структуры // Геология докембрия Кольского полуострова - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1983. - С.87-95.
- Ржевский Б.Н. Тайна горы Айкуайвенчорр. - Мурманск: ИПП "Север", 2000. - 216 с.
- Римская-Корсакова О.М. К вопросу о генезисе Ковдорского железорудного месторождения // Вопросы магматизма и метаморфизма. Т.1. - Л.: Изд. ЛГУ, 1963. - С.125-143.
- Рождественская В.А. Региональные метасоматиты метаморфического комплекса Вороньих тундр (Кольский полуостров) // Бюлл. Моск. общ. естествоисп. природы, отд. геол. 1980. - Т.55. - № 1. - С.107-119.
- Ройзенман Ф.М. О перспективах поисков комплексных редкометалльных пегматитов в Вороньих тундрах (Кольский полуостров) // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 1996. - № 2. - С.65-73.
- Россыпные месторождения России и других стран СНГ (Отв. ред. Н.П.Лаверов и Н.Г.Патык-Кара). - М.: Научный мир, 1997. - 479 с.
- Рубинраут Г.С. Морфотектоника Кольского полуострова. – Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1987. – 74 с.
- Рубинраут Г.С., Гаскельберг В.Г. Характер взаимосвязи современного рельефа Кольского полуострова с докембрийскими складчатыми структурами // Природа и хозяйство Севера. Вып.2. Ч. 2. - Апатиты, 1971. - С.86-94.
- Рудно-метаморфические системы раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита) / В.П.Петров, О.А.Беляев, З.М.Волошина и др. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1996. - 134 с.
- Рухлов А.С., Иванников В.В., Белл К. Рекуррентный дайково-диатремовый магматизм Кандалакшского грабена (Кольская щелочная провинция) // "Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии": Тез. междунар. конф. - Петрозаводск. 1999. - С.124-125.
- Савицкий А.В. О субширотных разломах Ловозерского щелочного массива // Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1980. - С.104-112.
- Савицкий А.В., Козлов М.Т. Основные этапы развития разломов Кольского полуострова // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1978. - С.12-27.
- Савицкий А.В., Громов Ю.А., Мельников Е.В., Шариков П.И. Урановое оруденение Лицевского района на Кольском полуострове (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. - № 5. - С.403-416.
- Саватенков В.М., Сулимов Р.Б., Сергеев А.В. Sm-Nd, Rb-Sr и Pb-Pb изотопные систематики базит-гипербазитов в массиве Гремяха-Вырмес: роль корово-мантийного взаимодействия при магмагенерации и рудообразовании // ЗВМО, 1998. - № 5. - С.15-25.
- Седых Ю.Н., Ступак В.М., Никитичев А.П. и др. Федорово-Панское малосульфидное платинометалльное месторождение - крупнейший объект производства металлов XXI века. - М.: ЗАО "Геоинформмарк", 2000. - 94 с.
- Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион. (Отв. редакторы Ф.П.Митрофанов, Н.В.Шаров). – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1998. Т.1 - 236 с.; Т.2 - 204 с.

- Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. (Отв. ред. Н.В.Шаров). – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1997. - 226 с.
- Семенов Е.И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. - М.: Наука, 1972. - 307 с.
- Серба Б.И. Салланлатвинский массив щелочных пород и карбонатитов // Магматические образования Кольского полуострова. - Л.: Изд. АН СССР, 1962. - С.58-64.
- Сергеева Э.И. Главные черты строения сводного разреза позднего докембрия Кольского полуострова // Некоторые вопросы геологии Карело-Кольского региона. - М., 1973. - С.3-15.
- Сергеева Э.И., Сергеев А.С., Ильинский Г.А. Стратиграфия и литология терригенных отложений турьинской и терской свит (южное побережье Кольского полуострова) // Литология и палеогеография. - Вып.2. - Л.: Изд. ЛГУ, 1976. - С.56-75.
- Сидоренко А.В. Доледниковые коры выветривания Кольского полуострова. - М.: Изд. АН СССР, 1958. 106 с.
- Симонов А.П., Губерман Д.Мю и др.Рифейская нефть полуострова Рыбачий: миф или ключ к принципиально новому направлению нефтегазописковых работ на шельфе Баренцева моря? // Вестник Мурманского государственного технического университета. - 1998. - Т.1, № 2. - С.121-140.
- Синицын А.В. Геологическое положение Усть-Понойской структуры и метаморфического комплекса Поной-Качковка-Снежница (Кольский полуостров) // Сов. геология. 1967. - № 9. - С.124-130.
- Скуфьин П.К., Пушкин Г.Ю. Вулкано-тектоническая структура в центральной части Печенгско-Варзугского вулканического пояса // ДАН СССР, 1986. - Т.287. - № 6. - С.1461-1465.
- Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Лампрофиды в разрезе вулканогенных пород раннепротерозойской Печенгской структуры, Кольский полуостров // Петрология, 1999. - Т.7. - № 3. - С.299-315.
- Слюдяные месторождения Мурманской области: реальность и возможности освоения. Мельников Н.Н., Бусырев В.М., Гершенкоп А.Ш., Пучка В.Д., Черемных Г.В. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1998. - 189 с.
- Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. - СПб.: Наука, 1992. - 272 с.
- Смолькин В.Ф. Кольская (Печенгско-Варзугская) рифтогенная система. (Отв. ред. А.Д.Щеглов) / Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита - СПб.: Недра, 1993. - С.24-63.
- Смолькин В.Ф. Магматические формации базит-ультрабазитов докембрия северо-восточной части Балтийского щита как индикаторы эндогенных режимов // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Т.2: Мат. II-го Всероссийского петрографического совещания. 27-30 июня 2000 г. - Сыктывкар, 2000. - С.112-114.
- Смолькин В.Ф., Баянова Т.Б. Происхождение и возраст габбро Ждановского месторождения Cu-Ni руд (Печенга) // "Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии": Тез. Междунар. конф. - Петрозаводск, 1999. - С.150-151.
- Смолькин В.Ф., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. и др. Мантийный плюмовый магматизм в раннем протерозое (2.5 млрд лет) Кольский регион // Тез. докл., XVI симпозиум по геохимии изотопов им. акад. А.П.Виноградова. 20-23 ноября 2001. - М., 2001. - С.230-231.
- Смолькин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. и др. Последовательность формирования, рудогенез и U-Pb-возраст расслоенных интрузий Мончегорского рудного района // "Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты": Тез. докл. конф. - М., 2000. - <http://www.igem.ru/sumpr/geochron>.
- Смолькин В.Ф., Скуфьин П.К., Митрофанов Ф.П., Мокроусов В.А. Стратиграфия и вулканизм раннепротерозойской Печенгской структуры (Кольский полуостров) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. - № 1. - С.82-100.
- Снятков А.Б., Ремизова А.М., Баржицкий В.В. Силлодайкиковые мафитовые комплексы центральной части Кейвской структуры // Рои мафических даек как индикаторы эндогенного режима (Кольский полуостров). - Апатиты: Изд. КНЦ АН СССР, 1989. - С.67-82.
- Сняtkова О.Л., Пронягин Н.И. Новые данные о структуре апатит-нефелиновых месторождений // Разведка и охрана недр. 1983. - № 7. - С.10-14.
- Сняtkова О.Л., Пронягин Н.И., Маркитахина Т.М., Хомяков А.П. Карбонатитовый комплекс Хибинского массива и перспективы обнаружения в массиве промышленных скопления природной соды // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. - № 11. - С.124-128.
- Соболев Н.Д. О сунгулите (кольските) с Кольского полуострова // Докл. АН СССР. 1947. - Т.58. - № 5. - С.867-870.

- Соколов П.В. Свита кейв // Геология СССР. Т. XXVII. Мурманская область. Ч.1. Геологическое описание. - М., 1958. - С.180-246.
- Солопов Ю.А. Структура апатит-магнетитового месторождения Вуориярви // Зап. ЛГИ. 1978. - Т.75. - С.34-36.
- Солопов Ю.А., Бичук Н.И. К последовательности формирования карбонатитов массива Вуориярви // Геология, поиски и разведка нерудных ископаемых. - Л., 1978. - Вып.4. - С.108-111.
- Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Происхождение алмазов и перспективы алмазности восточной части Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1996. - 143 с.
- Состояние окружающей природной среды Мурманской области в 2000 году (Ред. Л.П.Амозова, В.И.Артоболевский, Н.И.Бичук. и др. - Мурманск: ООО "МИП-999", 2001. - 186 с.
- Стрелков С.А. Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования // Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1973. - С.3-81.
- Строение литосферы Балтийского щита. Отв. ред. Н.В.Шаров - М., 1993. - 165 с.
- Субботин В.В. Структурный контроль и минеральная зональность редкометалльного оруденения в массиве Вуориярви // Щелочной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1990. - С.76-79.
- Субботин В.В., Корчагин А.У., Балабонин Н.Л. и др. Минеральный состав новых проявлений платинометалльного оруденения в восточной части массива Панских тундр // Вест. МГТУ. 2000. - Т.3. № 2. - С.225-234.
- Субботина Г.Ф., Субботин В.В., Пахомовский Я.А. Некоторые особенности сульфидной минерализации апатит-магнетитовых руд и карбонатитов Ковдорского месторождения // Вещественный состав щелочных интрузивных комплексов Кольского полуострова. - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1981. - С.88-95.
- Субботина Г.Ф., Субботин В.В. Минеральные парагенезисы карбонатитов массива Салланлатва // Новое в минералогии Карело-Кольского региона. - Петрозаводск, 1990. - С.161-174.
- Сыркин Л.Н., Прошок А.П., Арлиевский М.П., Орлов А.И. Плавленные фосфорно-магниевого удобрения. - М.: НИИТЭХИМ, 1993. - 70 с.
- Тектоника восточной части Балтийского щита (Ред. Перевозчикова В.А.). - Л.: Недра, 1974. - 288 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / (А.А.Белов, В.С.Буртман, В.П.Зинкевич и др.). - М.: Наука, 1990. - 293 с.
- Терешков В.Г., Осокин Е.Д., Головина Ю.М. Нефелиновые руды Ловозерского массива // Нефелиновое сырье. - М., 1978. - С.50-54.
- Терновой В.И. Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. - Л.: Изд. ЛГУ, 1971. - 168 с.
- Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И. Геологическое строение и условия образования Ковдорского месторождения флогопита // Сов. геология. 1967. - № 2. - С.128-136.
- Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. - Л.: Недра, 1969. - 288 с.
- Тихоненков И.П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива. - М.: Изд. АН СССР, 1963. - 247 с.
- Тихоненкова Р.П. Новые данные о составе и возрасте Ловозерской свиты Кольского региона // Докл. АН СССР. 1972. - Т.203. - № 4. - С.903-907.
- Токарев В.А., Гарифулин Л.Л. К стратиграфии серии Колмозеро-Воронья // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. - Вып.4. - М.: Госгеолтехиздат, 1963. - С.24-34.
- Токмаков П.П. Ковдорское месторождение вермикулита и условия его образования. - Тр. ИГЕМ. - Вып.48. - М., 1961. - С.61-79.
- Тугаринов А.И., Бибилова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. - М.: Наука. 1980 - 132 с.
- Ушаков И.Ф. Кольская земля - Мурманск: кн. Изд., 1972. - 672 с.
- Ушаков И.Ф. Избранные произведения: Историко-краеведческие исследования. - Мурманск: кн. Изд., 1998. - Т.1. - 648 с.; Т.2. - 376 с.; Т.3. - 480 с.
- Федоров Е.Е., Кислякова Н.Г., Федорова М.Е., Щербакова И.П. Роль надвигов и дугообразных разломов в истории развития Терско-Нотозерской зоны // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. - Л.: Наука, 1980. - С.146-151.
- Федоров С.Г. Акционерное общество "Апатит": вчера, сегодня, завтра // Горный журнал. 1999. № 9. - С.4-8.

- Федотов Ж.А. О кислом вулканизме, завершающем первый, стрельнинский этап развития Имандра-Варзугской синклинойной зоны // Бассейны седиментации и зоны вулканизма докембрия Кольского региона. - Апатиты: Изд. КНЦ АН СССР, 1983. - С.99-107.
- Федотов Ж.А. Эволюция протерозойского вулканизма восточной части Печенгско-Варзугского пояса (петрохимический аспект). - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1985. - 120 с.
- Федотов Ж.А., Амелин Ю.В. Постсвекофенские дайки долеритов Кольского региона: двойственная природа кратонного магматизма // Вестник МГУ, 1998. - Т.1, № 3. - С.33-43.
- Федотова М.Г. Каледонская жильная минерализация Мурманского и Беломорского побережий Кольского полуострова. Апатиты: Изд. КНЦ АН СССР, 1990. - 32 с.
- Ферсман А.Е. Минеральные ассоциации Хибинских и Ловозерских тундр // Изв. АН. 1923. - С. 65-80.
- Ферсман А.Е. Полезные ископаемые Кольского полуострова. - М.-Л.: Изд. АН СССР, 1941. - 345 с.
- Филатова В.Т. Геодинамика подъема нижнекоровых пород при формировании Лапландского гранулитового пояса (Кольский полуостров) // Российский геофизический журнал, 1994. - № 3-4. - С.41-46.
- Филатова В.Т., Виноградов А.Н. Метаморфизм и геодинамика Лапландско-Кольского-Кольского коллизии: математическое моделирование и оценка роли термомеханических процессов // Отечественная геология, 2000, № 6. - С.58-63.
- Филатова В.Т., Митрофанов Ф.П., Виноградов А.Н. тектонофизика внутриплитного коллизии: концептуальные подходы и результаты моделирования эволюции коровых астеносферно-террейновых ансамблей Балтийского щита // Геология и геодинамика. Ред. Ф.П.Митрофанов. - Апатиты: Изд. МУП «Полиграф», 2002. - С.57-73.
- Фриш Т., Джексон Г., Глебовицкий В.А. и др. U-Pb геохронология циркона Колвицкого габбро-анортозитового комплекса, южная часть Кольского полуострова, Россия // Петрология, 1995. - Т.3. - № 3. - С.248-254.
- Фришман Н.И. Минералого-геохимические особенности песчаников терской свиты (месторождение аметиста "Мыс Корабль", Мурманская область) // Геология и разведка. 2001. - № 6. - С.151-152.
- Фришман Н.И., Федоров А.В., Кузовенкова Т.Ю. Геммологические особенности аметистов месторождения "Мыс Корабль" (Мурманская область) // Вестник геммологии. 2002. - № 1. - С.17-27.
- Хазанович К.К. Геологический очерк и полезные ископаемые северо-западной части Ловозерских тундр (Луявурта). - Тр. Ленингр. общ. естествоиспыт., отд. Геол. и минер. 1936. - Т.65. - № 1. - С.70-95.
- Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. - М.: Наука, 1966. - 360 с.
- Харламов Е.С., Кудрявцева Г.П., Гаранин В.К. и др. О происхождении карбонатитов Ковдорского месторождения // Геол. рудн. месторождений. 1980. - № 4. - С.3-20.
- Хибинские апатитовые месторождения. - Тр. ГИГХС. - Вып.10. - 316 с.
- Хибинский щелочной массив / С.И.Зак, Е.А.Каменев, Ф.В.Минаков и др. - Л.: Недра, 1972. - 170 с.
- Хозяйственная деятельность в Арктике и грузопотоки Северного морского пути (Отв. ред. В.С.Селин). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. - 147 с.
- Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных магм. - М.: Наука, 1990. - 196 с.
- Цирульникова М.Я., Сокол Р.С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. - Л., 1968. - С.78-89.
- Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. (Ред. Ф.П.Митрофанов). - Апатиты: Изд. КНЦ, 1992. - 115 с.
- Четвертичные отложения Финляндии и Северо-Запада Российской Федерации и их сырьевые ресурсы. Карта м-ба 1:1000000 и пояснительный текст. 2 листа: лист 1 - западная часть; лист 2 - восточная часть (Отв. ред. Й.Низмеля, И.М.Экман, А.Д.Лукашов). Хельсинки: КАРТТАКЕСКУС, 1993.
- Чирвинский П.Н. Количественная химико-петрографическая характеристика эвдиалитовых пегматитов из Вавнбед в Ловозерской тундре. - Тр. Петрографического ин-та АН СССР. 1936. - № 7-8. - С.39-46.
- Шаблинский Г.Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов. - Тр. Ленингр. общ. естествоисп. 1963. - Т.74. - Вып.1. - С.41-43.
- Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1993, - 145 с.

- Шаров Н.В., Виноградов А.Н. О дискретно-слоистой структуре земной коры кристаллических щитов // Геоинформатика-96, 1996. - № 2 (5). - С.12-19.
- Широкшин Н.В. Геогностический обзор берегов Канда拉克ской губы и Белого моря до г.Кеми в Архангельской губернии // Горный журнал. 1835. Ч.1. - Кн.3. - С.397-427.
- Шлюкова З.В. Минералогия контактовых образований Хибинского массива. - М.: Наука, 1986. - 97 с.
- Шпаченко А.К. Геолого-структурные особенности рудного поля северной части ийолит-уртитовой дуги Хибин: Автореф. дис. канд. наук. - СПб., 1997. - 18 с.
- Шпаченко А.К., Степанов В.А. Новые данные о морфологии рудовмещающих структур в северном сегменте ийолит-уртитовой дуги Хибин // Докл. АН СССР. 1991. - Т.319. - № 6. - С.1413-1417.
- Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология и пегматитоносность). - М.-Л., Изд. АН СССР, 1962. - 306 с.
- Шуркин К.А., Шемякин В.М., Пушкарев Ю.Д. и др. Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид. - Л.: Наука, 1974. - 183 с.
- Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А. и др. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. - СПб.: Недра, 1993. - 244 с.
- Щелочные граниты Кольского полуострова (Отв. ред. О.А.Воробьева). - М.-Л.: Изд. АН СССР, 1958. - 374 с.
- Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита. Под ред. И.В.Белькова. - Л.: Наука, 1987. - 109 с.
- Эз В.В. О роли изоклиальной складчатости в структуре беломорид // Геотектоника, 1967. - № 3. - С.60-81.
- Экологический атлас Мурманской области. - М.- Апатиты: Изд. ИППЭС КНЦ РАН, МГУ, ЭКОР, 1999. - 48 с.
- Эндогенные режимы метаморфизма раннего докембрия: северо-восточная часть Балтийского щита / В.П.Петров, О.А.Беляев, И.М.Волошина и др. - Л.: Наука, 1990. - 184 с.
- Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии (на примере северо-восточной части Балтийского щита) / А.Н.Виноградов, И.Д.Батиева, М.М.Ефимов и др. Отв. ред. И.Д.Батиева и А.Н.Виноградов. - СПб.: Наука, 1991. - 198 с.
- Эпштейн Е.М. О генезисе ковдорских апатит-магнетитовых руд // Краткие сообщения по минералогии и геохимии. - М., 1970. - С.218-224.
- Эпштейн Е.М. Автореакционные скарны ультраосновных-щелочных комплексов - новая формация флогопитовых месторождений // Закономерности размещения полезных ископаемых. - М.: Изд. АН СССР. - Т.6. - 1962. - С.441-454.
- Юдин Б.А. Цагинский массив габбро-лабрадоритов // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. - Вып.2. - М.-Л.: Изд. АН СССР, 1960. - С.212-228.
- Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. - Л.: Наука, 1980. - 168 с.
- Юдин Б.А. Окисные железо-титановые железные руды магматических формаций Карелии и Кольского полуострова. - Петрозаводск: Изд. "Карелия", 1987. - 213 с.
- Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П. Минералы Хибинского массива. - М.: Земля, 1999. - 326 с.
- Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Балаболин Н.Л., Орсаев Д.А. Медно-никелевые руды в гранулитовом комплексе. - Л.: Наука. 1979. - 208 с.
- ⁴⁰Ar / ³⁹Ar mineral step-heating ages along a transect through the Lapland- Kola orogen and their implications for the Paleoproterozoic structuration of the Kola Peninsula / De Jong K., Rex D.C., Guise P.G., Cliff R.A., et al) // Abstracts. "Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization", 9th Meeting of the AEGS, 4-15 Sept. 1995, St-Peterburg. - SPb: 1995. - P.28-29.
- A continent revealed the European Geotraverse. - Eds. D.Blundell, R.Freeman, S.Mueller Cambridge University Press. 1992. - 275 p.
- Ahjos T., Uski M. Earthquakes in Northern Europe in 1975-1989 // Tectonophysics, 1991. - V.12. - № 5. - P.3-50.
- Akhmedov A., Voinov A., Negrutza T., Negrutza V. Geochemistry of the Jatulian lithogenesis // Jatulian geology in the eastern part of the Baltic shield. - Rovaniemi, 1980. - P.7-20.
- Alexeev N.L., Salnikova E.B., Klepinin S.V. Tectonic and P-T-time Evolution of the Kolvitsa-Umba Collision Zone // SVEKALAPKO, 2nd Workshop 27-30.11. Lammi, Finland. - 1997. - P.8.

- Amelin Yu. V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Palaeoproterozoic continental rifting // *Precambrian Res.* - 1995. - V.75. - P.31 - 46.
- Amelin Yu.V., Zaitsev A. Precise U-Th-Pb chronology of carbonatites and phoscorites: problems related to extreme elemental fractionation, and possible solution using multi-mineral approach: GAC/MAC Annual Meeting. Ottawa. May 19-21. 1997. Abstr. - P.2.
- Arzamastsev A.A., Belyatsky B. Highly depleted Archaean mantle beneath the Kola part of Fennoscandian Shield: Evidence from Sr-Nd isotope studies of the mantle nodules // SVEKALAPCO an EUROPROBE project. 2nd Workshop. 27-30.11.1997. Lammi. - Finland, Abstr. University Oulu, Dep. Geophysics, 1997. Rep. № 21. - P.13.
- Arzamastsev A.A. Unique Paleozoic intrusions of the Kola Peninsula. - Apatity, 1994. - 79 p.
- Arzamastsev A.A., Belyatsky B., Arzamastseva L.V. Aegaitic magmatism in the northeastern Baltic Shield: a study of the Niva intrusion, Kola Peninsula, Russia. // *Lithos*, 51, 2000. - P.27-46. (www.elsevier.nl/locate/lithos)
- Avakian K. Ch., Melnikov V.F., Bibikova E.V. The granulites of the Kola Peninsula. Second Symposium on the Baltic Shield with workshop on correlation with Laurentia. - Lund. Sweden, 1990. - P.12-13.
- Balabonin N.L., Korchagin A.U., Latypov R.M., Subbotin V.V. Fedorovo-Pansky intrusion // Kola Belt of layered intrusions: Guide to the pre-symposium field trip, 27-31 Yuli 1994. - Apatity, 1994. - P.9-41.
- Balaganskaya E.G., Krasnova N.I., Liferovich R.P. Paleozoic alkaline magmatism on the North-Eastern Baltic Shield. Part 1. Kovdor ultramafic alkaline carbonatite complex. *Res Terrae. Publ. Of University of Oulu, Department of Geology. Ser. A.* 2001. V.20. Paper VIII. - P.25-63.
- Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // *Precambrian Res.*, 1993b. - V.64, № 1-4. - P.197-205.
- Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula. // *Correlation of Precambrian Formations in the Kola-Karelian Region and Finland.* - Apatity, 1992. - P.13-34.
- Barbey P., Convert J., Moreau B. Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic collisional orogenic belt: the granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // *Bull. Geol. Soc. Finland*, 1984. - № 56/ - Part.1-2. - P.161-188.
- Barling J., Marker M., Brewer T. A juvenile ca. 1.95-1.93 Ga magmatic arc complex northeast of the Lapland Granulite Belt in the Lapland-Kola orogen, northern Baltic Shield – a geochemical and isotopic study // *Proceeding of the 2nd DLC Workshop on Nagssugtoqidian geology*, April 18-19, 1996, Copenhagen. Danish Lithosphere Centre, Copenhagen. 1996. P.66-70.
- Barling J., Marker M., Brewer T. Calc-alkaline suites in the Lapland-Kola orogen, northern Baltic Shield: Geochemical and isotopic constraints on accretion models // *Terra Nova*. 1997. V.9. Abc. Suppl. 1/P.129.
- Bayanova T., Smolkin V.F. U-Pb isotopic study of the layered intrusions of the northern Pechenga area, Kola Peninsula // *Program and Abstracts IGCP Project 336 Symposium in Rovaniemi, Finland*, August 21-23, 1996. - University Turku, 1996. - Publ.33. - P.49.
- Bayanova T.B., V.R.Vetrin, N.V.Levkovich, E.A.Apanasevich. A Late Archaean age of the Ponoy granite massif, Kola Peninsula, Russia // SVEKALAPCO, EUROPROBE project, Workshop, Repino, Russia, 26-29.11.1998. - P.11.
- Bayanova T.B., Voloshin A.V. U-Pb Dating of Zircon Megacrysts (8 cm) from Amazonite Rand-Pegmatite of Mt. Ploskaya, Baltic Shield // *Abstracts, EUG 10 Meeting, ril, 2001, Strasbourg, France, 2001, J. Conf. Abstr.*, 1999. - V.4. - № 1. - P.153.
- Bea F., Arzamastsev A., Montero P., Arzamastseva L. Anomalous alkaline rocks of Soustov, Kola: evidence of mantle-derived metasomatic fluids affecting crustal materials // *Contrib. Mineral. Petrol.* - V.140. 2001 - P.554-556.
- Beard A.D., Downes H., Vetrin V., Kempton P.D., Maluski H. Petrogenesis of Devonian lamprophyre and carbonatite minor intrusions, Kandalaksha (Kola Peninsula, Russia). // *Lithos*, 1996. - # 39. - P.93-119.
- Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Postaire B. et al. Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland // *Precambrian Res.*, 1984. - V.23. - P.325-348.
- Berthelsen A., Marker M. Tectonics of the Kola collision suture and adjacent Archaean and Early Proterozoic terrains the northeastern region of the Baltic Shield // *Tectonophysics*. 1986. - V.126. - P.31-55.

- Bugge J.A.W. Precambrian of eastern Finnmark // O. Holtedahl (Ed.). Geology of Norway. Nor. geol. unders. - 1960. - Bull.208. - P.78-92.
- Buyanov A.F., Glaznev V.N., Mitrofanov F.P., Raevsky A.B. Three-dimensional modelling of the Lapland Granulite Belt and adjacent structure of the Baltic Shield from geophysical data // Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region. Norg. geol. under. - 1995. - Spec. Publ.7. - P.167-178.
- Chen Y.D., Krogh T.E., Vetrin V.R. et al. Precise zircon geochronology on archean rocks sampled by the world's deepest continental borehole, SD -3 Superdeep well, Kola Peninsula, Russia // Abstr. Eighth Inter. Conf. On Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology. Berky. California. June 5-11.1994. - P.56.
- Daly J. S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. Ion microprobe U- Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2001. - V.105. - N 2- 4. - P.289- 314.
- Daly J.S, Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. A trans-crustal suture in the Lapland-Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield: isotopic, geochronological and geophysical evidence. // "SVEKALAPKO an EUROPROBE project", 4-th Workshop, Lammi, Finland, 1999. - P.18.
- De Jong K., Rex D.C., Guise P.G., Cliff R.A., Dali J.S., Timmerman M.J., Balaqanski V.V., Pozhilenko V.I. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral step-heating ages along a transect through the Lapland-Kola orogen and their implications for the Paleoproterozoic of the Kola Peninsula // SVEKALAPKO WS, Lammi, 28-30.11.1996. - P.28-29.
- De Jong K, Timmerman M.J., Guise P.G., Rex D., Cliff R.A., Dali J.S., Balagansky V.V., Pozhilenko V. 1.7 Ga thermal resetting related to post-tectonic magmatism shown by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral dating in the Paleoproterozoic Lapland-Kola Orogen (Russia) // "SVEKALAPKO an EUROPROBE project", 4-th Workshop, Lammi, Finland, 1999. - P.19.
- Dobrzhinetskaya L.F., Nordgulen O., Vetrin V.R. et al. Correlation of the Archean rocks between the Sorvaranger area, Norway, and Kola Peninsula, Russia (Baltic Shield) // Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region. Norg. geol. unders. - 1995. - Spec. Publ.7. - P.7-28.
- Final Programme and Event Documentation: 3rd Fennoscandian Exploration and Mining / Rovaniemi, Dec.3-5, 2001, - European Regional Development, Rovaniemi, 2001. - 256 p.
- Gaal G., Berthelsen A., Gorbatshev R., et al. Structure and composition of the Precambrian crust along the Polar profile in the northern Baltic Shield // Tectonophysics, 1989. - V.162. - № 2. - P.1-25.
- Gaal G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic shield // Precambrian. Res. 1987. - № 35. - P.15-52.
- Gaskelberg V.G. The Kuolajärvi-Paanajärvi zone within the framework of the general structure of the Kola-Karelia region // Geol. Surv. Finl. - 1992. - Spec. Paper 13. - P.19- 26.
- Gavrilenko B.V. Ore potential of acidic rocks of the Archean Kolmozero-Voronya zone, NE Baltic Shield. Mineral deposits at the Bedinning of the 21 st Century. - Krakow, Poland, 2001. - P.421-424.
- Gavrilenko B.V. & Mitrofanov F.P. Gold occurrences in Murmansk Region and Northern Karelia: geology and economics // Mineral Deposits, 1997. - Balkema, Rotterdam. - P.197-200.
- Gavrilenko B.V., Dain A.D. Gold-bearing Mo-Cu Pellapahk deposit in Archean Kolmozero-Voronya belt, Kola Peninsula (Russia). Proceedings of the Nordic Min. Res. Symp.: "Precambrian gold in the Fennoscandian and Ukrainian Shields and related areas". - Trondheim, 1999. - P.78-80.
- Gavrilenko B.V., Kazakov N.V., Kalinin A.A. and Rezhnova S.A., Native gold in primary and placer deposits of Kola Region (Russia) // Proceedings of the Nordic Min. Res. Symp. "Precambrian gold in the Fennoscandian and Ukrainian Shields and related areas". - Trondheim, 1999. - P.75-77.
- Gavrilenko B.V., Petrashova L.S., Dain A.D., Proterozoic quartz-vein gold deposit Mayskoye in North Karelia (Russia) // Proceedings of the Nordic Min. Res. Symp. "Precambrian gold in the Fennoscandian and Ukrainian Shields and related areas". - Trondheim, 1999. - P.81-82.
- Geological map of the Pasvik-Pechenga belt. V.A. Mokrousov, L.S. Molotkov, G. Juve, V.A. et al. // Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region. Norg. geol. under. - 1995. - Spec. Publ.7.
- Geological Map, Northern Fennoscandia, 1:1 mill. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden, Helsinki 1987. ISBN 91-7158-370-X.
- Geologisk kart der Norge, berggrunuskart Kirkenes.1:1,250000 / A.Siedlecka, O.Nordgulen. Norg. geol. under. 1996.
- Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield) / F.P.Mitrofanov, V.I.Pozhilenko, V.F.Smolkin et al.). - Apatity, 1995. - 145 p.

- Glaznev V.N., Raevsky A.B., Sharov N.V. A model of the deep structure of the northeastern part of the Baltic Shield based on joint interpretation of seismic, gravity, magnetic and heat flow data // *Tectonophysics*. - 1989. - V.162. - N 1-2. - P.151-164/
- Glebovitsky V., Alexeev N., Marker M., Bridgwater D., Salnikova E., Berezhnaya N. Age, evolution and regional setting of the Palaeoproterozoic Umba igneous suite in the Kolvitsa-Umba zone, Kola Peninsula: constraints from new geological, geochemical and U-Pb zircon data // *Precambrian Res.* - 2001. - V.105. - N 2-4. - P.247-268.
- Gogol O.V., Delenitsin A.A. Duration of the Paleozoic alkaline magmatism in NE Fennoscandia (from Rb-Sr data) // *SVEKALAPKO*, 4th Workshop Lammi, Finland, 18-21.11.1999. - P.25.
- Gorbatshev R., Bogdanova S. *Frontiers in the Baltic Shield* // *Precambrian Res.*, 1993. - V.64. - P.3-21.
- Haapala I., Front K., Rantala E., Vaarma M. Petrology of Nattanen-type granite complexes, Northern Finland // *Precambrian Res.*, 1987. - V.35. - P.225-240.
- Hackman V. Petrographische Beschreibung des Nephelinsyenites vom Umptek und einiger begleitenden Gesteine // *Fennia*, 1894. - N 11. - № 2. - S.101-196.
- Hackman V., Wilkman W. Geologisk översiktskarta över Finland. Sektionen D-6. Kuolajarvi. Beskrifning till bergartskartan // *Geol. Kom. Helsinki*, 1926. - 154 s.
- Hanski E., Huhma H., Smolkin V.F. et al. The age of the ferropictic volcanics and comagmatic Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, U.S.S.R. // *Bull. Geol. Soc. Finland*, 1990. - V.62. - P.2. - P.123-133.
- Juve G., Storseth L.R., Vetrin V.R., Nisson L.P. Mineral deposits of the international 1:250 000 map-sheet Kirkenes (Extended abstract) // *Geology of the eastern Finnmark - western - Kola Peninsula region*. *Norg. geol. unders.* - 1995. - Spec. Publ.7. - P.375-378.
- Kesola R. Taka-Lapin metavulkaniitit ja niiden geologinen ymparisto. Summaru: metavolcanic and associated rocks in the northernmost Lapland // *Geol. Surv. Finl., Report of Investigation 107*, Espoo, 1991. - 62 p.
- Kislitsyn R.V., Timmerman M.J., Daly J.S. et al. Isotope data (U-Pb and Sm-Nd) on the Umba granitoid complex, Kola Peninsula, Russia // *Abstract of the SVEKALARCO 4th workshop*, 18-21.11.99, Lammi, Finland. 1999. - P.34.
- Korobeinikov A.N., Mitrofanov F.P., Radchenko M.K., Laajoki K. & Gehor S. Layered gabbroic rocks from the Gremyakha-Vyrmes igneous complex, Kola Peninsula, Russia: preliminary data on the PGE-potential // *Mineral Deposits: Research and Exploration / H. Papunen (ed), Rotterdam-Brookfield: Balkema*, 1997 - P.457-459.
- Korobeinikov A.N., Mitrofanov F.P., Gehor S., Laajoki K., Pavlov V.P., Mamontov V.P. Geology and copper-sulphide mineralization of the Salmagorskii ring igneous complex, Kola Peninsula, NW Russia. *Journal of Petrology*, 1998, vol. 39, No 11/12. - P.2033-2041.
- Kozlov N.E., Avedisyan A.A., Balashov Y.A. et al. Some new aspects of geology, deep structure, geochemistry and geochronology of the Lapland Granulite Belt, Baltic Shield // *Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region*. *Norg. geol. unders.* - 1995. - Spec. Publ.7. - P.157-166.
- Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero apaitic centers, Kola Alkaline Province, Russia // *Lithos*. - 1994. - V.32. - P.33-44.
- Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 age range for all magmatism // *Lithos*. - 1993. - V.30. - P.33-44.
- Kudryashov N.M., Bayanova T.B., Gavrilenko B.V. et al. Archaean geochronology of the Kola region (north-eastern Baltic Shield). 4th International Archaean Symposium (Ext. Abstracts), Perth, Western Australia. 2001. - P.58-60.
- Kulikov V., Galdobina L., Voinov A. et al. Jatulian geology of the Paanajarvi-Kuolajarvi synclinorium // *Jatulian geology in the eastern part of the Baltic shield*. - Rovaniemi, 1980. - P.73-96.
- Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen O. et al. U-Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway, and the western part of the Kola Peninsula, Russia // *Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region*. *Norg. geol. unders.* - 1995. - Spec. Publ.7. - P.29-48.
- Lyubtsov V.V., Negrutsa V.Z., Predovsky A.A. Upper Precambrian deposits of the Kola coast of the Barents sea. - *Apatity: KSC*, 1990. - 49 p.
- Lyubtsov V.V. et al. Neoproterozoic sedimentary rock successions of the Barentsand White Sea Coasts of the Kola Peninsula, Northwest Russia // *Norg. Geol. Unders.* - 2000. 91 p.
- Manninen T., Huhma H. A new U-Pb zircon constraint from the Salla schist belt, northern Finland // *Radiometric Age Determinations from Finnish Lapland and Their Bearing on the Timing of*

- Precambrian Volcano-Sedimentary Sequences/ Geological Survey of Finland, 2001. – Spec. Paper 33. – P.201-208.
- Marker M. Early Proterozoic (c. 2000-1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: tectonic division and tectogenesis // *Norg. Geol. Unders.* - 1985. - Bull. 403. - P.5574.
- Melezhik V.A., Hudson-Edwards K.A., Skufin P.K., Nilson L.-P. Pechenga area, Russia - Part 1: geological setting and comparison with Pasvik, Norway // *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.)*, 1994. - № 103. - P.B129-145.
- Melezhik V.A., Sturt B.F. General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak - Pasvik - Pechenga - Imandra // *Varzuga - Ust'Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield. Earth-Science Reviews*, 1994. - № 36. - P.205-241.
- Metamorphic, Structural and Isotopic Age Map, Northern Fennoscandia, 1:1 mill. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden, Helsinki 1988. ISBN 91-7158-371-8.
- Mitrofanov F.P. Evolution and metallogeny of the Lapland-Belomorian-Kola collision. Abstr. 29th Int. Geol. Congress, v.1, Kyoto, Japan, 1992. - P.193
- Mitrofanov F.P. Lapland-Kola-Belomorian intracratonic deep collisional area ("collision") - an ensemble of infracrustal domains and supra-crustal terrains // *Abstracts. Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization. 9th Meeting of the Association of European Geological Societies, 4-15 September, St. Petersburg, 1995.* - P.72-73.
- Mitrofanov F.P., Balashov Yu.A. Geochronology and genesis of layered basic intrusions, volcanites and granit-gneisses of the Kola Peninsula. - Apatity, KSC, 1990. - 48 p.
- Mitrofanov F.P., Balabonin N.L., Bayanova T.B. et al. PGE mineralisation of the Fedorovo-Pansky intrusion (Kola Peninsula, Russia) // *Intern. Platinum. Theophrastus Publications.* - St.-Peterburg-Athens, 1998. - P.62-70.
- Mitrofanov F.P., Torokhov M. Kola Best of layered intrusions. - Apatity. 1994. - 109 p.
- Mitrofanov F.P., Bayanova T.B. Keivy terrain in the Kola Early Precambrian collision: new geochronological Data and interpretation // *Proc. Svekalapko Workshop. Lammi, Finland, 1999.* - P.51.
- Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F. et al. Geology of the Kola Peninsula. Apatity: KSC RAS, 1995. - 145 p.
- Ramsay W. Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola. Nebst einem Anhang: Petrografische Beschreibung der Gesteine des Luyavr-urt // *Fennia*. 1890. - V.3. - № 7. - P.1-52.
- Ramsay W., Hackman V. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola // *Fennia*, 1894. – V.11, № 2. - S.197-221.
- Siedlecka, A., Roberts, D., Torsvik, T. et al. Scientific Research Exchange Programme on the Upper Proterozoic Geology of the Varanger Peninsula, Rybachi and Sredni Peninsulas, Kil'din Island, Bolshoi Ainov and Maly Ainov Islands. Report from the joint fieldwork on the Norwegian and Russian sides of the National border, August 1-19, 1991 // *Nor. geol. unders.*, 1992, Bull.321. - 17 p.
- Silvenneinen A. On the Proterozoic Stratigraphy of Northern Finland // *Geol. Surv. Finland*. 1985. Bull. 331. - P.107-116.
- Smolkin V.F., Skufin P.K., Mokrousov V.A. Stratigraphic position, geochemistry and genesis of volcanic associations of the Early Proterozoic Pechenga area // D. Roberts and O. Nordgulen (Eds.) *Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region. Norg. geol. unders.* – 1995. - Spec. Publ.7. - P.93-110.
- Subbotin V.V., Shpachenko A.K., Afanasiev B.V., Liferovich R.P. Industrial minerals of carbonatite massifs of the Kola alkaline province // *Proceedings of the intern. conf. "Industrial Minerals: Deposits and New Developments in Fennoscandia"*. - Petrozavodsk, 1999. - P.38-40.
- Timmerman M.J., Daly J.S. Sm- Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Precambrian Res.* 1995. - V.72. - P.97- 107.
- Verhulst, A., Balaganskaya, E., Kirnarsky, Yu. and Demaiffe, D. Petrological and geochemical (trace elements and Sr-Nd isotopes) characteristics of the Paleozoic Kovdor ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion (Kola Peninsula, NW Russia) // *Lithos*, 2000. - № 51. - P.1-25.
- Zeitsev A., Bell K. Sr and Nd isotope data of dolomite as indicators of source, and the relationships of phoscorites and carbonatites from the Kovdor massif, Kola peninsula, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1995. - № 121. - P. 324-335.
- Zozulya D.R., Eby G.N., Bayanova T.B. Keivy alkaline magmatism in the NE Baltic Shield: evidence for the presence of an enriched reservoir in Late Archaean mantle // *4th International Archaean Symposium 2001, Extended Abstracts. AGSO - Geoscience Australia, Record.* - 2001. № 37. - P.540-542.

Zozulya D.R., Bayanova Tamara B.. Age and Tectonic Significance of Keivy Peralkaline Granite Comlcs, Baltic Shield // SVEKALAPKO, EUROPROBE project, Workshop, Repino, Russia, 26-29.11.1998. - P.73.

Zozulya D.R., Eby G.N. The Trace-element study of the Kola A-granite complex: evidence for OIB-type magmatism in Early Precambrian // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Тез. Междунар. конф. - Петрозаводск, 1999. - С.113-114.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (<i>Жиров Д.В.</i>)	5
ГЛАВА 1 История освоения Мурманской области (<i>Жиров Д.В.</i>)	8
ГЛАВА 2 Основные сведения по Мурманской области	28
2.1 Географо-экономический очерк (<i>Жиров Д.В.</i>)	28
2.2 Геологический очерк (<i>Пожиленко В.И.</i>)	37
2.3 Районирование Мурманской области (<i>Жиров Д.В.</i>)	73
ГЛАВА 3 Рудные районы Мурманской области	76
3.1 Печенгско-Аллареченский рудный район (<i>Пожиленко В.И.</i>)	76
3.2 Лапландский (<i>Пожиленко В.И.</i>)	104
3.3 Беломорский (<i>Пожиленко В.И.</i>)	117
3.4 Ковдорский (<i>Гавриленко Б.В.</i>)	135
3.5 Куолярвинский (<i>Гавриленко Б.В.</i>)	147
3.6 Мурманский (<i>Гавриленко Б.В.</i>)	158
3.7 Оленегорский (<i>Пожиленко В.И.</i>)	165
3.8 Хибинский (<i>Гавриленко Б.В.</i>)	180
3.9 Ловозерский (<i>Гавриленко Б.В.</i>)	199
3.10 Мончегорско-Апатитский (<i>Пожиленко В.И.</i>)	211
3.11 Имандра-Варзугский (<i>Гавриленко Б.В.</i>)	231
3.12 Кейвский (<i>Гавриленко Б.В.</i>)	245
3.13 Колмозеро-Вороньинский (<i>Гавриленко Б.В.</i>)	259
3.14 Кандалакшский (<i>Пожиленко В.И.</i>)	273
3.15 Терский (<i>Гавриленко Б.В.</i>)	284
ГЛАВА 4 Металлогенический очерк (<i>Гавриленко Б.В.</i>)	295
ГЛАВА 5 Состояние, проблемы, тенденции и перспективы горнорудной отрасли (<i>Жиров Д.В., Жабин С.В.</i>)	304
ЛИТЕРАТУРА	328
ОГЛАВЛЕНИЕ	358

АВТОНОМНЫЕ ПРИЛОЖЕНИЯ:

Приложение 1: «Геологическая карта Кольского региона» (Гл. ред. *Ф.П.Митрофанов*, Ред.: *А.Т.Радченко, К.Гиллен.*, авт.-сост.: *В.В.Балаганский, А.А.Басалаев, О.А.Беляев, В.И.Пожиленко, А.Т.Радченко, М.К.Радченко* с дополнениями и изменениями *В.И.Пожиленко*)

Приложение 2: «Легенда к геологической карте Кольского региона»

Приложение 3: «Каталог геохронологических данных по Кольскому региону Балтийского щита» (Ред. *Ф.П.Митрофанов*, авт.-сост.: *Т.Б.Баянова, В.И.Пожиленко, В.Ф.Смолякин, Н.М.Кудряшов, Т.В.Каулина, В.Р.Ветрин*)

ОПЕЧАТКИ

<i>Страница</i>	<i>Колонка-строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Следует читать</i>
3	2 св.	RASSIAN	RUSSIAN
11	2-2 сн.	(XVIII век)	(XVIII) век
59	2-10 сн.	возраст	возраста
60	1-3 св	фондолитами	фоидолитами
73-74	2-1 сн. – 1-1св.	повтор строки	
99	2-22 св.	возраста районе	возраста в районе
100	1-18 св.	ультраметаморфзма	ультраметаморфизма
115	2-25 св.	[Ивлиев, Пожиленко 1976]	[Ивлиев, Пожиленко, 1976]
121	Подпись к Рис. 3.19.	<i>Ёнской структуры:</i>	<i>Рис.3.19. Схема строения участка "горы Сиукури" Ёнской структуры:</i>
135	2-10 св.	В.И.Намоюшко	В.И.Намоюшко.
вкл. за 136	Рис. 3.19. 9-в	<i>-диобсидовые</i>	<i>-диопсидовые</i>
154	1-6 сн.	саттелитами	сателлитами
158	2-18 св.	характеризуется	характеризуются
161	1-13 св.	стритифицированных	стратифицированных
180	2-3 сн.	средне горную	среднегорную
198	1-11 св.	нефелинолвого	нефелинового
210	2-1 сн.	HfNb	Hf, Nb
214	2-5 св.	исключеним	исключением
219	2-22 св.	открытую	открытую
219	2-17 сн.	игнибритов	игнимбритов
вкл. за 236	Рис. 3.76а 3 св.	<i>соственные материалы</i>	<i>собственных материалов</i>
238	Рис. 3.77. 2-	<i>струкурных</i>	<i>структурных</i>
239	Рис. 3.78. 8-в	<i>палекальдер</i>	<i>палеокальдер</i>
248	2-7 сн.	лебязинсколй	лебязинской
258	2-8 сн.	к производственных	производственных
259-272	колонтитул	<i>Колмозеро-Воронинский район</i>	<i>Колмозеро-Вороньинский рудный район</i>
266	1-26 сн.	около 7 км ряд мелких	около 7 км, ряд мелких
276	Рис. 3.100.	<i>Кандалакиско-Колвицой</i>	<i>Кандалакиско-Колвицкой</i>
284	заголовок	3.15. Терский район	3.15. Терский рудный район
327	1-22 сн.	<i>Калинников; Shtykov at al., 1999</i>	<i>Калинников, 1999</i>
328	17 св.	щелочно-ультрасоновых	щелочно-ультрасоновых
329	2 св.	палепротерозое	палеопротерозое
332	20 св.	связанногос	связанного с
334	22 сн.	Ф.П.Митрофаноов	Ф.П.Митрофанов
339	1 сн.	Е.А.Козловский Е.А.	Е.А.Козловский
345	22 св.	кристаллических	кристаллических
351	16 св.	Лапландско-Кольского-Кольского	Лапландско-Кольского
358	3 сн.	<i>Кольскогму</i>	<i>Кольскому</i>