

Российская Академия Наук
КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Геологический институт

**РАССЛОЕННЫЕ
ИНТРУЗИИ
МОНЧЕГОРСКОГО
РУДНОГО РАЙОНА**

петрология,
оруденение, изотопия,
глубинное строение



часть 1
Апатиты 2004

Российская Академия Наук

**РАССЛОЕННЫЕ ИНТРУЗИИ
МОНЧЕГОРСКОГО
РУДНОГО РАЙОНА:
ПЕТРОЛОГИЯ, ОРУДЕНЕНИЕ,
ИЗОТОПИЯ,
ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ**

Часть 1

**Апатиты
2004**

Российская Академия Наук

КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

Геологический институт

*Посвящается 50-летию
Геологического института*

**РАССЛОЕННЫЕ ИНТРУЗИИ
МОНЧЕГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА:**

**ПЕТРОЛОГИЯ, ОРУДЕНЕНИЕ,
ИЗОТОПИЯ, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ**

Часть 1

Апатиты
2004

Печатается по постановлению
Президиума Кольского научного центра Российской Академии наук

УДК 553.4, 553.212, 553.491, 552.325 (470.21)

В.Ф.Смолюкин, Ж.А.Федотов, Ю.Н.Нерадовский, Т.Б.Баянова,
В.В.Борисова, В.Н.Глазнев, А.Н.Дедюхин, Д.А.Орсоев,
М.Оненстеттер, Д.Оненстеттер, А.Б.Раевский, И.Н.Толстихин,
В.В.Чащин, А.В.Мокрушин, Д.Д.Новиков, С.В.Икорский,
И.Л.Каменский, А.А.Деленицын.

**Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района:
петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. –
Апатиты: изд. Кольского научного центра РАН, 2004.**

Монография посвящена комплексным геолого-геофизическим, петрологическим и изотопным исследованиям рудоносных и потенциально-рудоносных интрузивных массивов базит-ультрабазитов и дайковых роев центральной части Кольского полуострова раннепротерозойского возраста (2.5-2.4 млрд лет) и приуроченных к ним месторождений и рудопроявлений сульфидных, хромитовых и платинометаллических руд. На основе обобщения и анализа полученных материалов приводятся данные по глубинному строению Мончегорского района, последовательности формирования интрузивных комплексов, массивов и их рудных фаз, типизации дайковых и жильных образований, классификации месторождений и рудопроявлений сульфидных Cu-Ni руд, строению, составу, зональности и оруденению Сопчеозерского хромитового месторождения с выделением типов руд и характеристикой минерального и химического состава руд и вмещающих пород. Обсуждаются проблемы возрастных и генетических взаимоотношений между интрузивными и дайковыми комплексами, расслоенными интрузиями различной формационной принадлежности на основе результатов их геолого-петрологического изучения, U-Pb датирования циркона и бадделеита, и изотопного Sm-Nd анализа пород и породообразующих минералов. Рассматриваются особенности плюмового магматизма на рубеже архейского и раннепротерозойского этапов становления земной коры в восточной части Балтийского щита.

Монография интересна для специалистов, занимающихся проблемами докембрийской геологии, петрологии и рудообразования и методами изучения рудоносных магматических комплексов.

Ил. - 143, табл. - 45, библиогр. - 304 назв.

Редакторы: **Ф.П.Митрофанов, В.Ф.Смолюкин**

Рецензенты: **А.Б.Вревский (ИГГД РАН), В.А.Федоренко (ЦНИГРИ)**

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-CNRS (01-05-2201) и Управления природных ресурсов и Охраны окружающей среды МПР России по Мурманской области.

© Кольский научный центр РАН, 2003
© Геологический институт КНЦ РАН

Russian Academy of Sciences

KOLA SCIENCE CENTRE

Geological Institute

*Devoted to the 50th anniversary
of the Geological Institute*

**LAYERED INTRUSIONS
OF MONCHEGORSK
ORE REGION:**

**PETROLOGY, MINERALIZATION,
ISOTOPY, DEEP STRUCTURE**

Part 1

Apatity
2004

Printed by the decision
of the Presidium of Kola Science Center, Russian Academy of Science

UDK УДК 553.4, 553.212, 553.491, 552.325 (470.21)

V.F.Smolkin, Zh.A.Fedotov, Yu.N.Neradovsky, T.B.Bayanova,
V.V.Borisova, V.N.Glaznev, A.NDedyukhin, D.A.Orsoev,
M.Ohnenstetter, D.Ohnenstetter, A.B.Raevsky, I.N.Tolstikhin,
V.V.Chaschin, A.V.Mokrushin, D.D.Novikov, S.V.Ikorcky,
I.L.Kamensky, A.A.Delenitzin.

**Layered intrusions of the Monchegorsk ore region:
petrology, mineralization, isotopy, deep structure. –**

Apatity: Kola Science Center RAS, 2004.

The monograph concerns integrated geological-geophysical, petrological, geochronological and isotope investigations of ore-bearing and potential-ore-bearing basic-ultrabasic intrusions and dike swarms of Early Proterozoic age (2.5-2.4 Ga) and confined sulphides, chromite and PGE deposits and ore manifestations located on the central part of the Kola Peninsula. Data on deep structure of the Monchegorsk region, sequence of emplacement of intrusive complexes, massifs and ore phases, typification of dikes and veins, classification of Cu-Ni sulphide deposits and ore manifestations, structure, composition, zoning and mineralization of recently discovered Sopchezero chromite deposit along with identification of ore types and description of mineral and chemical composition of ores and country rocks are given on the basis of generalization and analysis of available information. The issues regarding age and genetic relationships of intrusive and dike complexes as well as those between various phases of layered intrusions are discussed relying on geological-petrological investigations, U-Pb zircon and baddeleyite dating and Sm-Nd analysis of rocks and rock-forming minerals. The features of plume magmatism on the boundary of the Archean and Early Proterozoic stages of the earth crust evolution in the eastern part of the Baltic Shield are also considered in the monograph.

The publication is of great interest to specialists, which deal with the Precambrian geology, petrology and ore genesis as well as with methods of studying ore-bearing magmatic systems.

Figures - 143, Tables - 45, references - 304 publ.

Editors: **F.P.Mitrofanov, V.F.Smolkin**

Reviewers: **A.B.Vrevsky** (St. Petersburg), **V.A.Fedorenko** (Moscow)

The work was possible with the financial support of the RFFR-CNRS (01-05-2201) and the Natural Resources and Environment Management of the Ministry of the Natural Resources (Murmansk region).

© Kola Science Center RAS, 2003

© Geological Institute KSC RAS

ВВЕДЕНИЕ

В центральной части Кольского региона (Мурманская область) располагается Мончегорский рудный район, в пределах которого залегает широко известный в геологической литературе расслоенный Мончегорский интрузивный массив (или Мончеплутон). Он является уникальным из-за сложности своего строения и многообразия типов месторождений сульфидных руд, которые в довоенное и послевоенное время были одним из главных поставщиков никеля и кобальта в нашей стране. После прекращения добычи руд в начале 1970-х годов плутон долгое время изучался преимущественно с научными целями. В связи с активизацией поисковых работ на платинометалльное сырье в последнее десятилетие в России вновь обратились к изучению Мончеплутона, что привело к открытию принципиально нового типа платинометалльного оруденения - малосульфидного типа в верхней части разреза, на удалении от месторождений сульфидных руд. Помимо этого, было открыто новое месторождение хромита, залегающее в ультраосновных породах, что привело к коренному пересмотру промышленного потенциала интрузии.

В начале 1998 г. в г. Мончегорске Мурманской области состоялось Межведомственное совещание по обсуждению состояния сырьевой базы медно-никелевой промышленности Мурманской области, направлений ее развития и предложений по научно-производственной программе геологоразведочных работ на Кольском п-ове на период 1998-2002 гг. На основании анализа перспектив территории Мурманской области на выявление рентабельных для отработки месторождений медно-никелевых руд было сделано заключение о недостаточной обеспеченности главных горнорудных предприятий области - КГМК в составе «Печенганикель» и «Североникель», сырьевой базой. На совещании было принято решение о том, что Мончегорский рудный район и особенно Мончегорский плутон имеет на настоящее время наиболее реальные перспективы открытия новых рудных объектов, на основе чего было рекомендовано акцентировать внимание научных и производственных организаций на указанном районе. Министерством природных ресурсов РФ была утверждена «Целевая программа геологоразведочных и научно-исследовательских работ на медно-никелевые руды, на период 1998-2002 годы, Мурманская область».

В составе Геологического института КНЦ РАН в 1998 г. была создана научно-исследовательская группа под руководством д.г.-м.н. В.Ф.Смолякина, главной целью которой было изучение геологии Мончегорского района, интрузивных рудоносных и потенциально-рудоносных комплексов и отдельных интрузивных массивов с целью реконструкции последовательности и времени их формирования, особенностей процессов дифференциации силикатных расплавов в магматических камерах и условий накопления рудного вещества. Объектами исследований, помимо Мончеплутона, стали крупнейшая в регионе интрузия габбро-анортозитов Главного хребта, а также целый ряд более мелких интрузий различного состава и возраста. Значительная часть исследований была посвящена месторождению хромита - новому виду минерального сырья в Мурманской области. В результате за относительно короткий срок были

получены принципиально новые результаты, значительно меняющие представления о геологическом строении района и рудном потенциале магматических образований.

На всем протяжении исследований сотрудники Геологического института пользовались поддержкой руководства Управления природных ресурсов и Охраны окружающей среды МПР России по Мурманской области (А.В.Лебедев, Н.И.Бичук), ОАО Центрально-Кольской экспедиции (В.П.Дубягин, В.А.Павлов) и геологического отдела комбината «Североникель» Кольской Горно-Металлургической компании (А.С.Галкин, А.Н.Дедюхин), которым авторы выражают свою признательность.

Основными методами работ были геологическое картирование реперных участков, изучение разрезов интрузивных массивов и рудных зон, геохимические исследования атомно-абсорбционным, рентгено-флюоресцентным, инструментальным нейтронно-активационным и ICP-MS методами анализа, масс-спектрометрический анализ изотопных U-Pb и Sm-Nd систем в минералах и породах, минералогические исследования породообразующих, рудных и акцессорных минералов микронзондовым и рентгено-структурным методами анализа. Высокий уровень аналитических работ во многом был обеспечен благодаря сотрудничеству с Национальным центром научных исследований Франции, г.Нанси (руководитель центра д-р Дж.Луден, сотрудники д-р Д.Оненстеттер и д-р М.Оненстеттер).

Исследования, помимо бюджетного финансирования, были поддержаны грантами РФФИ (98-05-64276, руководитель д.г.-м.н. В.Ф.Смолькин; 01-05-64228, руководитель С.А.Светов; 01-05-64671, руководитель д.г.-м.н. Т.Б.Баянова; 03-05-64740, руководитель В.Н.Глазнев), международным грантом РФФИ-CNRS (Франция) (01-05-2201, руководитель академик РАН Ф.П.Митрофанов) и контрактом (№ 10, 1998-2002 гг.) с Управлением природных ресурсов и Охраны окружающей среды МПР по России по Мурманской области. Финансирование издания осуществлялось за счет бюджетных средств и гранта РФФИ-CNRS (01-05-2201).

В научно-исследовательских работах принимали участие д.г.-м.н. Т.Б.Баянова, В.В.Борисова, д.г.-м.н. В.Н.Глазнев, А.А.Деленицын, к.г.-м.н. А.А.Ефимов, к.г.-м.н. С.В.Икорский, к.г.-м.н. И.Л.Каменский, к.г.-м.н. Ю.Н.Нерадовский, Д.Д.Новиков, к.г.-м.н. Р.М.Латыпов, д.г.-м.н. П.К.Скуфьин, д.г.-м.н. В.Ф.Смолькин, д.г.-м.н. И.Н.Толстихин, к.г.-м.н. Ж.А.Федотов, а также студенты Апатитского филиала Мурманского государственного технического университета А.В.Мокрушин, В.В.Неупокоев, Е.Л.Пустовалова, А.С.Рыбникова и А.Н.Ладонин. На первом этапе в полевых работах принимала участие Р.М.Галимзянова.

Химико-аналитические работы проводились под руководством О.Г.Лехановой и Л.И.Константиновой, предварительная подготовка проб с выделением монофракции минералов - под руководством Л.И.Коваль, отбор монофракций минералов и их изучение выполнила Л.М.Федорова, химическое разложение проб - Н.В.Левкович (на U-Pb анализы) и О.Г.Шерстеникова (на Sm-Nd анализы), рентгено-спектральные анализы выполняли С.А.Реженова и Л.И.Полежаева, компьютерную обработку графиков и карт - А.Н.Вахатова и А.В.Мокрушин. Научную консультацию при выборе отдельных объектов оказывали к.г.-м.н. Ю.Н.Яковлев (Кольская экспедиция сверхглубокого

бурения), к.г.-м.н. В.В.Чашин и А.М.Ремизова (ОАО «Центрально-Кольская экспедиция»), к.г.-м.н. В.И.Пожиленко и д.г.-м.н. В.Балаганский (ГИ КНЦ РАН).

Авторы благодарят сотрудников ГИ КНЦ РАН д.г.-м.н. А.А.Арзамасцева, д.г.-м.н. Ю.А.Балашова, к.г.-м.н. А.Н.Виноградова и к.г.-м.н. М.И.Дубровского, рецензентов д.г.-м.н. А.Б.Вревского (ИГГД РАН) и к.г.-м.н. В.А.Федоренко (ЦНИГРИ) за критические замечания, высказанные при работе над рукописью монографии. Многие проблемы петрологии района обсуждались с д.г.-м.н. Е.В.Шарковым (ИГЕМ), с которым выполнялись совместные полевые и научные исследования.

Авторы надеются, что данная работа будет востребована широким кругом геологов, петрологов и рудников, занимающихся проблемами геологии и рудообразования докембрия, а также аспирантами и студентами геологических специальностей.

Глава 1

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ МОНЧЕГОРСКОГО РАЙОНА

Мончегорский рудный район располагается в центральной части Кольского полуострова, занимая большую часть северо-восточного побережья оз.Имандра (рис.1.1). На западе он ограничен водоразделом Главного хребта, а на востоке - горным сооружением Хибинских тундр, на севере он граничит с Оленегорским, а на юге - с Апатитско-Кировским рудными районами.

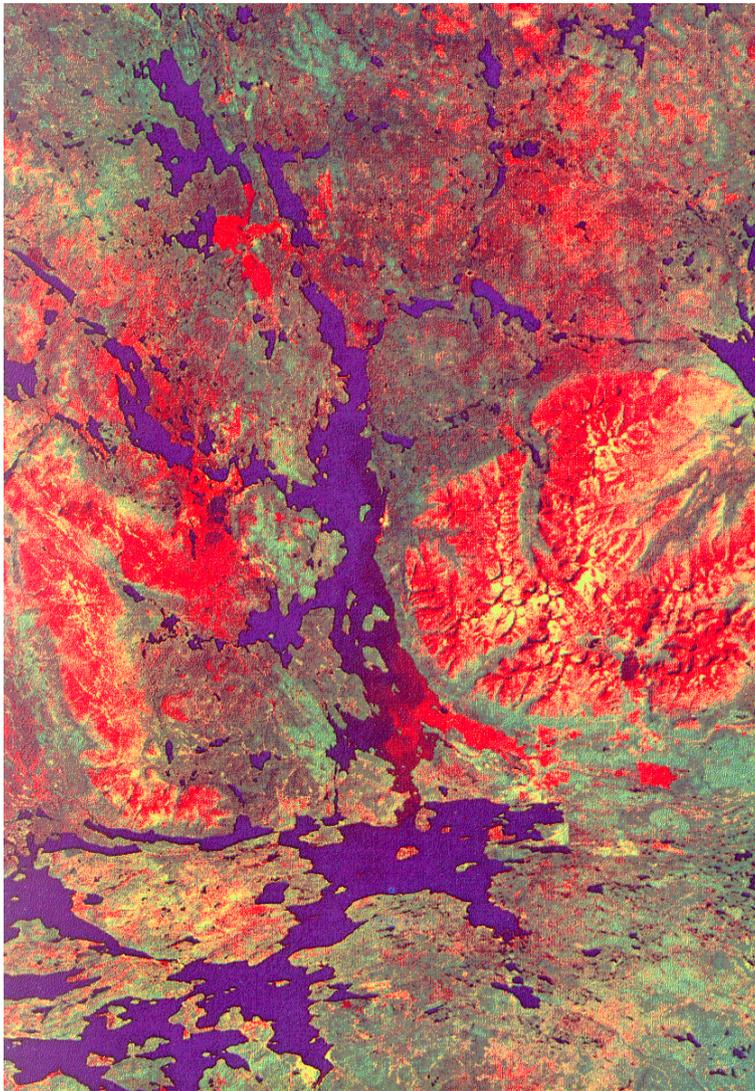


Рис.1.1. Схема расположения Мончегорского рудного района на территории центральной части Мурманской области (космический спектральный снимок)

Мончегорский рудный район является одним из примеров того, как менялись представления о его геологическом строении в зависимости не только от степени его изученности, но и от состояния общих геологических гипотез. Его, безусловно, можно отнести к достаточно хорошо исследованной в геологическом и геофизическом отношении площади, обусловленной, прежде всего тем, что в ее пределах длительное время (до 1970-х годов) велись промышленные отработки сульфидных Cu-Ni руд. В то же время в последние годы были открыты новые месторождения и рудопроявления хромитовых и платинометаллических руд, что существенно изменило представление о рудно-промышленном потенциале района.

Первые отрывочные сведения по геологии Мончегорского района были получены еще в начале XX века - в 1902 г. Б.А.Поповым и в 1923 г. К.И.Висконт, С.Г.Григорьевым и Н.Г.Кассиным. Систематическое же изучение района началось в 1930-е годы, после экспедиций академика А.Е.Ферсмана, в процессе которых были обнаружены вкрапленные и гнездовые руды на горах Нюд и Сопча, и на участке Никелевый ручей. По предположению А.Е.Ферсмана сульфидные пирротиновые руды следовало искать на контактах интрузивных пород с гнейсами (Ферсман, 1932).

В 1931 г. на Мончетундре работала первая поисковая партия Ленинградского геологоразведочного треста, начальниками отрядов в которой были М.Ф.Шестопалов и И.Я.Холмянский, а в 1932 г. была организована экспедиция под руководством Д.Ф.Мурашова. В ее состав входили геологи Н.С.Зонтов, Д.В.Шифрин, В.И.Кондратьев. В результате этих работ была составлена первая геологическая карта Мончегорского плутона. Первоначально изучались бедные вкрапленные руды гор Сопча и Нюд, а после обнаружения в 1933 г. богатых сульфидных руд жильного типа на горах Ниттис и Кумужья поисковые работы были переориентированы на поиски рудных жил. Первый подсчет запасов сульфидных руд был выполнен в 1939 г. под руководством Н.С.Зонтова.

В довоенные годы основное внимание уделялось геолого-петрографическим особенностям пород Мончеплутона, структуре месторождений и рудопроявлений, типам и составу руд. В работах принимали участие: А.Е.Алешунина (1947г.), А.Е.Алешунина (1949), Ю.Б.Голуб, Д.М.Громов, И.В.Галкин (1939г.), В.М.Бруновская, В.И.Ездрова, А.С.Зотова, С.Д.Покровский, С.М.Рутштейн (1932-1934гг.), П.В.Лялин, Г.М.Шешукова (1951г.), И.В.Радугина, К.Ф.Белоглазов, П.И.Чирвинский, И.И.Чирков (1939г.), Н.Н.Попова (1947г.) и др. Результаты этих исследований были обобщены в сводных, неопубликованных отчетах В.К.Котульского «Монче-тундра и ее месторождения медно-никелевых руд» (1947г.) и Д.Ф.Мурашова «Медно-никелевые месторождения Кольского полуострова» (1948г.), которые до настоящего времени не утратили свое научное значение.

В послевоенный период большой вклад в изучение Мончегорского плутона внесли геологи Северо-Западного геологического управления и Мончегорской (Имандровской) геологоразведочной партии. В 1950-1960-е годы Л.И.Ивановой, Е.Д.Чалых, Н.Г.Добрыниной, А.С.Кузнецовой, О.А.Онищенко и З.А.Бурцевой были выполнены на территории Чуна-Монче-Волчьих тундр съемочные и поисковые работы в масштабе 1:50000, а под руководством В.В. Носикова и Н.В.Рямзина составлены листы государственных геологических карт в масштабе 1:200000. В эти и последующие годы в пределах Мончеплутона геологами Мончегорской ГРП и комбината «Североникель»

проводился большой комплекс геологоразведочных работ с целью поисков и разведки медно-никелевых руд, в которых принимали участие И.В.Галкин, П.В.Лялин (1951 г., 1956 г.), Р.И.Чумакова, Е.Т.Маслова (1952 г.), В.С.Ланев, Ф.И.Свяженинов, Р.В.Карпов (1959 г., 1962 г.), С.М.Рутштейн и др. (1964 г.), М.А.Цибульчик, И.Г.Добрынина (1970 г.), Р.Н.Чуманова, Г.В.Холмов, В.В.Шолохнев (1970г.), В.В.Шолохнев и др., (1973г.). Наиболее полные геолого-геофизические данные отражены в сводном отчете (Рутштейн и др., 1964г.).

В 1970- и 1980-е годы в районе проводились поисковые и поисково-оценочные работы с целью открытия новых сульфидных месторождений, так как жильные месторождения НКТ были уже к тому времени в значительной степени отработаны. Поиски велись в юго-западном (Шляхова и др., 1972 г.), северном и восточном обрамлении Мончеплутона (Шляхов и др., 1975 г.) и в пределах придонной зоны горы Нюд (Шляхова и др., 1978 г.). Геологическая структура района изучалась различными геофизическими методами с целью обнаружения скрытых потенциально-рудоносных интрузий и участков локализации сульфидного оруденения (Сараханов и др., 1970 г., 1977 г.; Шляхов и др., 1978 г.; Зайцев и др., 1981 г.). Для выявления рудных аномалий использовались также различные геохимические методы (Свешников и др., 1973 г.; Чекушин и др., 1974 г.). Полученные результаты позволили выполнить ряд крупных обобщений и выделить наиболее перспективные рудоносные объекты (Шолохнев и др., 1973 г.; Зайцевский и др., 1974 г.; Гринченко, 1974 г.). В более позднее время, уже в 1990-е годы, А.С.Сергиенко, В.Н.Иванченко и В.Н.Климентьевым (1993 г.) был выполнен анализ ресурсов и перспектив на поиски сульфидных руд района.

В 1996-1997 гг. по заданию Мурмангеолкома выполнялись комплексные ревизионные работы по анализу перспектив территории Мурманской области на выявление рентабельных для отработки месторождений медно-никелевых руд, которые включали в себя и Мончегорский район (Никитичев и др., 1998г.). В этой работе принимали участие практически все заинтересованные производственные и научные организации северо-запада России, включая Геологический институт КНЦ РАН. Ее результатом было обоснование необходимости возобновления геолого-геофизических работ на территории Мончеплутона и прилегающих участков.

Еще со времен А.Е.Ферсмана было известно присутствие платиноидов в сульфидных рудах Мончеплутона, которые извлекались из них как попутные компоненты. Однако только в 1980-е годы была обоснована необходимость поисков в районе платинометалльных руд (Полферов и др., 1982-1987 гг.; Сотникова и др., 1983 г.). Это направление получило дальнейшее развитие в последнее десятилетие (Шолохнев и др., 1992 г.; Клементьев, 1995 г., 1999 г.; Безруков, 1998 г.; Шелепина, 1998г.; Шолохнев и др., 1998 г., Дедюхин и др., 2000 г.; Мурадымов и др., 2000 г.), что обусловило детальное изучение сульфидных руд ранее известных месторождений и рудопроявлений (НКТ, гор Нюд-Поаз) и открытие рудопроявлений малосульфидных платинометалльных руд (предгорье Вурэчайвенч, участок Лойпишнюн). В настоящее время широкие поиски платинометалльных малосульфидных руд выполняются ОАО Центрально-Кольской геологоразведочной экспедицией, Кольской Горно-Металлургической компанией, ЗАО «Пана» и Геологическим институтом КНЦ РАН в рамках совместных проектов.

Помимо сульфидных руд, в районе известны рудопроявления и месторождения хромитовых руд, которые залегают в пределах интрузивных массивов умбареченско-имандровского комплекса и Мончеплутона. На площади развития пород умбареченско-имандровского комплекса в результате геолого-съёмочных и поисковых работ в 1960-е годы были открыты рудопроявления Чернореченское и Большая Варака (Зильбер и др., 1959 г.). Предварительная разведка рудопроявлений в пределах горы Девичьи тундры и Мончеполуострова была выполнена в 1969-1970 гг., а в пределах горы Большая Варака - в 1988-1992 гг. (Шолохнев и др., 1992 г.). При бурении в 1970-е годы поисковых скважин в западной части Мончеплутона неоднократно подсекались линзы хромитов в дунитах (скв. 753, 765, 1031), однако их практическое значение было установлено только в начале 1990-х годов, что привело к открытию Сопчеозерского месторождения (рис.1.2). Планомерные геологоразведочные работы на месторождении проводились, начиная с 1994 г., комбинатом «Североникель» под руководством главного геолога А.С.Галкина, а с 2002 г. - А.Н.Дедюхина.



Рис.1.2. Общая панорама гор Ниттис, Кумужья, Травяная. На переднем плане, перед горой Ниттис, расположены карьер и отвалы Сопчеозерского месторождения. Вид со стороны горы Мончетундра

В течение всего периода изучения Мончегорского района интенсивно проводились и научно-исследовательские работы. В них принимали участие А.И.Лабунцов (1932), Г.Д.Рихтер (1934), О.А.Воробьева (1933а,б, 1935), Б.М.Куплетский (1933, 1935), С.М.Рутштейн (1933, 1934), Г.Н.Судовиков (1935), И.Н.Чирков (1939), Н.Н.Соустов (1938), В.К.Котульский (1946, 1948), В.А.Маслеников (1953, 1956, 1969), Т.Н.Иванова (1953, 1958), Р.В.Карпов (1959), В.Н.Егорова-Фурсенко (1958), Б.А.Юдин (1980), Е.К.Козлов (1953, 1956, 1960, 1962, 1973), Н.А.Елисеев (1953а,б, 1956), Э.Н.Елисеев (1953, 1956), Р.В.Карпов (1959), Г.В.Холмов (1956), М.В.Денисова (1959), В.С.Докучаева (1967, 1970, 1974, 1978, 1990), И.С.Бартенев (1975), В.Н.Соколова (1976), Д.В.Рундквист, В.Н.Соколова (1978), В.Г.Загородный и др. (1982), Д.В.Полферов (1982, 1987), Г.И.Горбунов и др. (1985), В.В.Дистлер и др. (1988), Э.Г.Конников (1991), Д.А.Орсоев (1994), Т.Л.Гроховская (1993, 1995, 2000,

2003), Е.В.Шарков (1971, 1980, 1982), Е.В.Шарков и др. (1992), Ж.А.Федотов (1989), Ф.П.Митрофанов и др., (1994), Ю.Н.Яковлев, В.С.Докучаева (1994), В.В.Чащин (1999), В.Ф.Смолькин и др. (2001), Ю.Н.Нерадовский и др. (2002) и многие другие. Д.А.Додиним и др. (2000) было выполнено обобщение данных по металлогении центральной части Кольского региона. С 1997 г. по настоящее время в пределах района коллективом геологов Геологического института КНЦ РАН проводились петрологические и геохронологические исследования, результаты которых легли в основу данной монографии.

Благодаря глубокому и всестороннему изучению, Мончегорский район является одним из наиболее изученных в пределах Кольского региона, а расположенный на его территории Мончеплутон стал классическим примером расслоенных интрузий базит-ультрабазитового состава. В то же время многие вопросы геологии района и конкретных интрузий и месторождений остаются дискуссионными, а от их решения в большой степени зависит выбор направления поисков. Это такие вопросы как геологические и временные взаимоотношения Мончеплутона и Мончетундровского массивов, их формационная принадлежность, временные и генетические соотношения с ними малых интрузий и дайковых комплексов, положение в структуре Мончеплутона хромитоносного Дунитового блока, генетические особенности рудного пласта «330» горы Сопча и «критического» горизонта горы Нюд, геологическое положение недавно открытых рудных залежей хромита Сопчеозерского месторождения и платинометалльного горизонта предгорья Вурэчуайвенч. Большая часть этих вопросов рассмотрена в следующих главах.

Необходимо отметить, что научно-исследовательские работы выполнялись авторским коллективом - сотрудниками Геологического института КНЦ РАН в тесном сотрудничестве с геологами производственных организаций, включая ОАО Центрально-Кольской и Мурманской экспедиций, геологического отдела комбината «Североникель» Кольской Горно-Металлургической компании, что позволили оперативно обмениваться информацией и учесть новые данные, полученные в результате поисковых и поисково-разведочных работ.

Глава 2

ОБЩЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МОНЧЕГОРСКОГО РАЙОНА И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Мончегорский рудный район приурочен к области сочленения трех крупных докембрийских геологических структур Кольского региона - Беломорского и Центрально-Кольского мегаблоков и Имандра-Варзугской зоны карелид (Загородный, Радченко, 1983; Радченко и др, 1994; Mitrofanov et al., 1995; Геологическая карта..., 1996; Митрофанов и др, 1998; Пожиленко и др., 2002). Его геологическое строение является крайне сложным, обусловленным значительной длительностью развития, многократным внедрением больших объемов магматических магм различного состава и многоэтапностью структурно-тектонических и динамометаморфических преобразований.

Граница между Беломорским и Центрально-Кольским мегаблоками имеет сложный характер, она фиксируется мощными тектоническими разломами и зонами бластомилонитов и катаклизитов меридионального простирания на севере и северо-западного на юге (Геологическая карта..., 1996). Разломы имеют региональный характер, крутое падение в верхних и более пологое на нижних уровнях земной коры. Они четко отражаются в различных геофизических полях в виде гравитационных ступеней, зон разуплотнения и характеризуются резко дифференцированным характером магнитного поля (Сейсмологическая..., 1998). Один из таких разломов проходит вдоль западного контакта крупной раннепротерозойской интрузии габбро-анортозитов Главного хребта уже за пределами площади работ. Диагональные по отношению к нему разломы рассекают интрузию Главного хребта на два фрагмента - Чуна-Волчьих тундр и Монче-тундр, и отделяют последнюю от Мончеплутона (рис. 2.1).

Породы Беломорского блока, обнаженные в юго-западной части района, представлены преимущественно тоналитовыми гнейсами, амфиболитами, мигматитами и пегматитами, претерпевшими несколько этапов деформаций и смятыми в сложные линзовидно-складчатые формы (Mitrofanov et al., 1995; Пожиленко и др., 2002). Они прорваны телами гранитоидов позднеархейского и раннепротерозойского возрастов, а также в районе Няarktундра многочисленными будинированными телами габброноритов, близкими по структуре и составу к породам друзитового комплекса Западного Беломорья.

Формирование позднеархейских плагиогранитов произошло по данным U-Pb анализа 2814 ± 30 млн лет назад, мощные структурно-метаморфические преобразования гнейсов - в период 2500-2200 млн лет (Воче-Ламбинский ..., 1991).

В пределах северо-восточной части района породы Центрально-Кольского мегаблока образуют три комплекса позднеархейского возраста. Первый представлен олигоклазовыми гранитами, плагиогранитами и диоритами, часто образующими куполовидные структуры. Возраст комплекса (в районе Веже-тундра) составляет 2830 ± 70 млн лет (Бибикова, 1989). Второй комплекс сложен биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и железистыми кварцитами, а также силлиманит-гранатовыми гнейсами, залегающими преимущественно в межкупольных пространствах или образующими

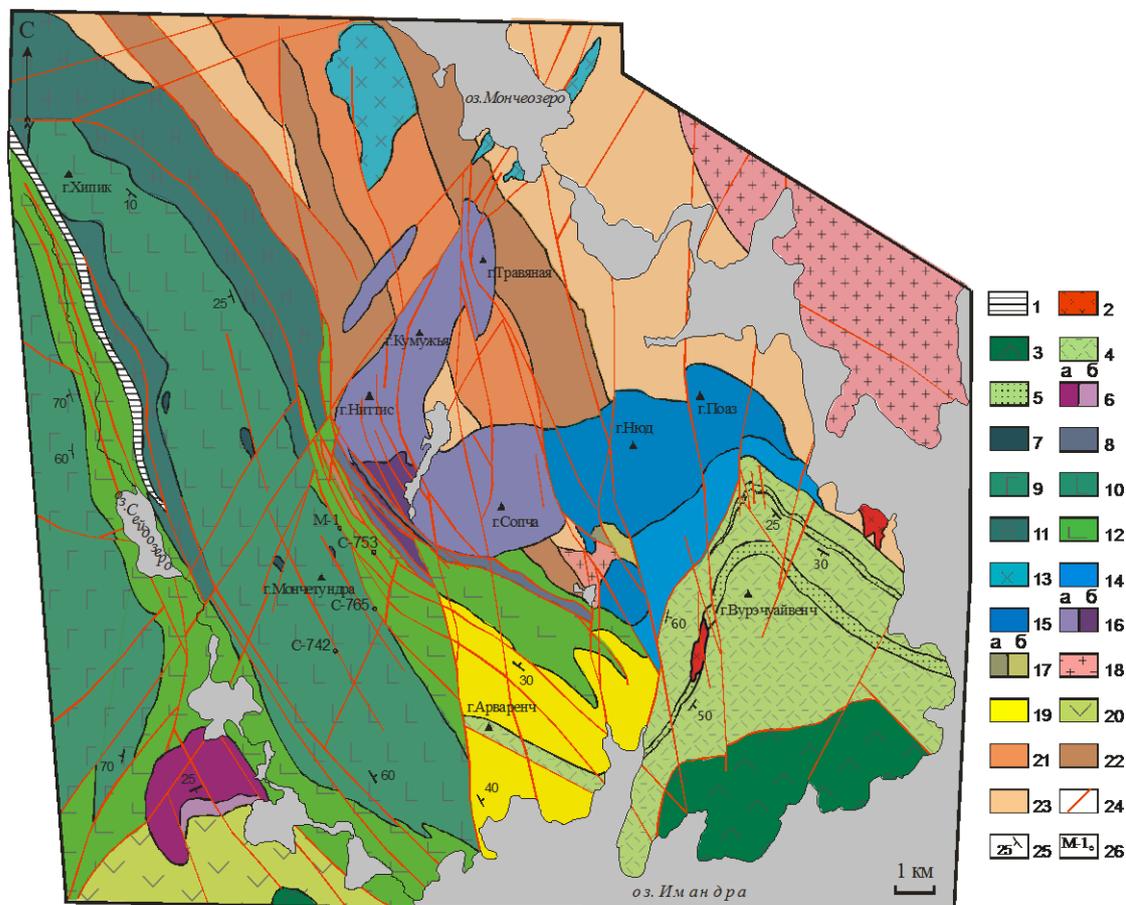


Рис.2.1. Геологическая карта Мончегорского рудного района. Составлена В.Г.Загородным по данным геолого-съёмочных и поисково-разведочных работ, с авторскими дополнениями и исправлениями:

1 - крупные дайки габбро-долеритов; 2 - анатектит-граниты и трондъемиты; 3 - метагабброиды умбареченско-имандровского комплекса; 4-5 - метавулканиды (4), кварциты и сланцы (5) кукишинской и сейдореченской свит Имандра-Варзугской зоны; 6 - лерцолиты, вебстериты, ортопироксениты (а) и габбронориты массива оз.Островского; 7 - троктолиты; 8 - крупные дайки норитов, ортопироксенитов, габбро; 9 - габбро-анортозиты Чуна-тундровского массива; 10-11 - метагаббро, габбронориты (10) и переслаивающиеся ортопироксениты, нориты (11) Мончетундровского массива; 12 - бластокатаклазиты преимущественно по габброидам Чуна- и Мончетундры, а также амфиболитам, гнейсам и диоритам архейского комплекса; 13 - нориты, диориты и гранофировые кварцевые диориты массива Ярва-Варака; 14 - метагаббро, габбронориты и анортозиты предгорья Вурэчуайвенч; 15 - оливиновые нориты, нориты, габбронориты Мончеплутона (Нюд-Поаз); 16 - перидотиты, пироксениты (а) и дуниты (б) Мончеплутона (НКТ); 17 - диориты (а) и метагаббро (б) 10-й аномалии; 18-23 - архейский комплекс:

18 - диориты, гранодиориты, 19 - кислые вулканиты, метаосадки архейского комплекса горы Арваренч, 20 - сланцеватые амфиболиты витегубской свиты, 21-23 - высокоглиноземистые (21), гранат-биотитовые (22) и биотит-амфиболовые (23) гнейсы; 24 - тектонические нарушения; 25 - элементы залегания пород (трахитоидности, напластования); 26 - скважина и ее номер

чешуйчато-надвиговые формы. U-Pb возраст гранат-биотитовых и силлиманит гранат-биотитовых гнейсов в Оленегорском районе составляет 2832 ± 11 млн лет, более молодыми являются лептитовые гнейсы, пространственно связанные с железистыми кварцитами - 2760 ± 11 млн лет и пересекаемые постметаморфическими дайками основного состава с возрастом 2740 ± 10 млн лет (Бибикова, 1989; Balashov et al., 1992; Баянова и др., 1998). Южнее Мончеплутона, в пределах горы Арваренч залегают более поздние (2707 ± 11 млн лет) метавулканогенные образования кислого состава (третий комплекс), которые слагают верхнюю часть общего разреза позднеархейского (лопийского) зеленокаменного пояса (Пожиленко и др., 2000, 2002). К этому же поясу могут быть отнесены амфиболиты по вулканитам основного состава витегубской толщи, развитые в юго-западной части района.

В пределах юго-восточной части района залегают метаосадочно-вулканогенные образования раннего протерозоя. Они выполняют западный фрагмент Имандра-Варзугской зоны, которая является составной, наиболее крупной частью Печенгско-Варзугского пояса карелид. Представления о геотектоническом режиме формирования пояса неоднократно менялись, их обзор приведен в монографии (Сейсмологическая модель..., 1997). В настоящее время наиболее популярной является гипотеза, согласно которой пояс представляет собою внутриконтинентальную палеорифтогенную структуру (систему), заложенную в начале раннего протерозоя (Милановский, 1976; Загородный, Радченко, 1983, 1988; Смолькин, 1992, 1993, 1997).

Имандра-Варзугская зона в пределах Мончегорского района выполнена осадочно-вулканогенными и субвулканическими породами основного и среднего состава, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Они, залегая с угловым несогласием на породах архейского комплекса (гора Арваренч, Мончеполуостров) и интрузивных породах Мончеплутона (в районе предгорья Вурэчуайвенч), слагают фрагмент мульдообразной структуры северо-западного простираения с центриклинальным залеганием (Имандра-Варзугская..., 1982). В разрезе данной структуры принимают участие три толщи метавулканитов основного и среднего состава, разделенные пластами туфогенно-осадочных пород, общей мощностью до 2500-3000 м. Данные толщи характеризуют собою разрезы кукшинской и сейдореченской свит стрельнинской серии, которые согласно решению III Всероссийского стратиграфического совещания (Материалы..., 2000) относятся к сумийскому надгоризонту нижнекарельского комплекса. Необходимо отметить, что в основании сумийского надгоризонта и всего разреза нижнего протерозоя лежат вулканогенные образования пурначской свиты, вскрытые эрозией в центральной и восточной частях Имандра-Варзугской зоны, но отсутствующие в Мончегорском районе (Имандра-Варзугская..., 1982). Поэтому соотношение наиболее древних стратифицированных пород раннего протерозоя и расслоенных интрузий в настоящее время остается не до конца выясненным, что обуславливает дискуссионность в отношении стратиграфической и возрастной границы между археем и протерозоем (Материалы..., 2000).

Наиболее древний возраст вулканогенных пород дацитового состава, слагающих верхнюю часть разреза сейдореченской свиты, а также оказывающих на них воздействие интрузивных пород хромитоносного умбареченско-имандровского комплекса, равен 2448-2434 млн лет, что соответствует сумию (Amelin et al., 1995; Баянова и др., 1995; Каталог..., 2002).

Главные особенности геологического строения района определяет также наличие двух крупных интрузий базит-ультрабазитового состава: Мончегорской (или Мончеплутона), площадью около 65 км², и Мончетундровской, которая является частью интрузии Главного хребта (или Чуна-Монче-Волчьих тундр) общей площадью более 500 км² (Геологическая карта..., 1996). Вопрос о взаимоотношении между ними является предметом многолетних дискуссий. Укажем только на две основные, наиболее популярные в 1960-1980-е годы гипотезы. Согласно одной из них (Козлов и др., 1967; Козлов, 1973; Юдин, 1980), габбро-анортозиты Главного хребта формировались в позднеархейский этап, а Мончеплутон рассматривался в качестве межформационной интрузии, которая внедрилась между габбро-анортозитами и осадочно-вулканогенными образованиями Имандра-Варзугской зоны уже на завершении раннепротерозойского этапа. Е.В.Шарков (1971, 1980) объединял обе интрузии в одну бушвельдского типа и рассматривал их как части общего разреза, при этом ультраосновные породы Мончеплутона были отнесены к нижней, а габброиды Мончетундровской интрузии - к верхней частям разреза.

Более подробно вопрос об этих взаимоотношениях рассмотрен в последующих главах. Здесь же необходимо отметить, что новые результаты выполненных нами исследований свидетельствуют о близком времени формирования двух интрузий, на что указывают прямые геологические наблюдения и геохронологические данные, а также близкие изотопные характеристики источников первичных для них магм.

Формационная принадлежность Мончеплутона была определена еще в 1960-е годы Ю.А.Кузнецовым (1964), а затем неоднократно уточнялась (Магматические..., 1979; Магматические..., 1980; Магматические..., 1985). В настоящее время он входит в состав *перидотит-пироксенит-габброноритовой формации*, широко развитой на всех, включая Балтийский, щитах.

Интрузии названной формации формировались в пределах в восточной части Балтийского щита в начале раннего протерозоя, они образуют две разновозрастные и пространственно разобщенные группы: более древнюю - гора Генеральская, Мончеплутон, Федорово-Панская (2507-2490 млн лет) и более молодую - Кеми, Пеникат, Койлисмаа, Койтелайнен, Анкаваара, Бураковская, Кивакка, Ципринга, Луккулайсваара, умбареченско-имандровский комплекс (2445-2435 млн лет) (Alapieti et al., 1990; Balashov et al., 1993; Amelin et al., 1995; Bayanova et al., 2001; Radiometric..., 2001; Смолькин и др., 2001). Исключение составляют массивы умбареченско-имандровского комплекса, сближенные с Мончеплутоном, которые относятся к норит-габбро-диоритовой субформации (Магматические..., 1985). Наиболее древними из расслоенных интрузий формации являются Мончеплутон, массивы Панских тундр и гора Генеральская - около 2500 млн лет, что предполагает первоначальный подъем мантийных магм в центральную часть Кольского региона с последующим формированием расслоенных интрузий в Восточной и Северной Карелии, Центральной и Северной Финляндии.

Все вышеназванные расслоенные интрузии имеют общие черты строения (широкое развитие макро- и ритмической расслоенности) и состава пород, сложенных преимущественно оливин-ортопироксен-плаггиоклазовым парагенезисом, при подчиненной роли клинопироксена. В то же время каждая из

них обладает индивидуальными разрезами, различной степенью дифференциации пород и разным набором рудных концентраций никеля, хрома и платиноидов (Горбунов и др., 1985; Alapieti et al., 1990; Митрофанов и др., 1994а,б; Sharkov, Smolkin, 1998). Месторождения разнообразных сульфидных руд, обрабатываемые до 1970-х годов, залегают в пределах Мончеплутона. Отдельные интрузии содержат залежи хромитовых (Кеми, Койтелайнен, Анкаваара, Бураковская, Мончеплутон, Большая Варака) руд, из которых в настоящее время разрабатывается только месторождение Кеми (Северная Финляндия). Интрузии Панских тундр, Пеникат и Мончеплутон представляют промышленный интерес на малосульфидное платинометалльное сырье (Lahtinen et al., 1989; Митрофанов и др., 1994а,б; Яковлев и др., 1999; Schissel et al., 2002).

В пределах Мончегорского района, помимо Мончеплутона, известны и другие, в разной степени расслоенные интрузивные массивы, в строении которых принимают участие различные породные парагенезисы (от более древних к более молодым): гранофировые кварцевые диориты и нориты (Ярва-Варака), дунит-гарцбургит-лерцолит-вебстерит-габбронориты (гора Островская), ортопироксенит-норит-габбронорит-габбро-гранофиры (умбареченско-имандровский комплекс). По данным изотопного U-Pb анализа диапазон времени их становления варьирует от 2496 до 2434 млн лет (глава 10). Наиболее близкой к Мончеплутону по набору и составу пород является Улитозерская интрузия, расположенная в северной части района и пространственно сближенная с северным флангом интрузии Главного хребта. Более молодой массив горы Островской отличается широким развитием двупироксеновой минеральной ассоциации в ультраосновых породах.

Интрузия Главного хребта до недавнего времени относилась к *габбро-анортозитовой* или *габбро-лабрадоритовой формации* позднеархейского возраста (Юдин, 1980; Магматические и др., 1985). В начале 1990-х годов было пересмотрено геологическое и возрастное положение формации и выделены два разновозрастных комплекса - позднеархейский (габбро-анортозит-монцонитовый) и раннепротерозойский (габбро-анортозитовый), которые должны рассматриваться в ранге разных формаций (Эндогенные..., 1991). Они имеют однотипную рудную специализацию - титаномагнетитовую, но отличаются различным накоплением щелочных компонентов и залегают в разных геологических структурах. Интрузии позднеархейского комплекса приурочены к Кейвской структуре или ее восточному обрамлению, а раннепротерозойский комплекс - к Центрально-Кольскому блоку и Лапландско-Колвицкому гранулитовому поясу (Геологическая карта..., 1996; Пожиленко и др., 2002). Возраст формирования первого комплекса определяется в пределах 2678-2659 млн лет (Лиферович, Баянова, 1995; Bayanova et al., 1998), а второго - 2462-2453 млн лет (Митрофанов и др., 1993; Mitrofanov et al., 1995; Фриш и др., 1995).

Габброиды Главного хребта и вмещающие породы архейского комплекса секутся многочисленными интрузиями ультрабазитов райненчоррского комплекса (рис.2.1). Они приурочены к тектоническим зонам и образуют цепочки линзовидных тел, наиболее крупными из которых являются Райненчоррский, Керкчоррский и Тулпъяврский. Б.А.Юдиным (1980) данный комплекс был отнесен к *клинопироксенит-верлитовой формации* позднеархейского возраста. В последующем ее возраст рассматривался уже как раннепротерозойский с учетом пересмотра времени становления интрузии Главного хребта (Магматические..., 1985). Структурно-тектоническое положение формации и ее изотопный возраст остаются не до конца выясненными.

Породы архейского фундамента, а также интрузивные породы Мончегорского и Мончетундровского массивов, прорваны многочисленными, регионально развитыми дайковыми роями габброноритов, кварцевых и оливиновых долеритов северо-западного и реже северо-восточного простирания. Часть из них коррелируются по составу с вулканитами, слагающими нижние части разрезов Имандра-Варзугской зоны (Докучаева и др., 1989). Помимо этого, интрузивные породы пересекаются крупными дайками основного и среднего состава, но близкими к ним по изотопному возрасту (главы 9, 10).

Завершают раннепротерозойский мантийный магматизм многочисленные дайки ферропикритов воронье-лумболкского комплекса, а также расположенные уже за пределами района маломощные дифференцированные сульфидсодержащие интрузии соленоозерского комплекса. Интрузии и часть дайковых роев имеют четко выраженную пространственную и генетическую связь с высокотитанистыми ферропикритовыми вулканитами людиковийского надгоризонта (Смолькин, 1992). По своему составу и геохимическим особенностям они хорошо коррелируются с никеленосными интрузиями печенгского комплекса, совместно с которыми отнесены к *габбро-верлитовой формации* (Смолькин, Даин, 1985). Изотопный U-Pb возраст интрузий печенгского комплекса, ферропикритовых вулканитов свиты матерт и комагматических им даек перидотитов-оливиновых габбро нясюкского комплекса Северной Печенги колеблется в пределах 1990-1940 млн лет (Смолькин, 1992; Смолькин и др., 1993, 2003), очевидно, в это же время внедрялись и дайки ферропикритов Мончегорского района.

На завершении раннего протерозоя значительная часть Кольского региона, включая Мончегорский район, претерпела интенсивные тектонические дислокации в результате орогенических процессов, синхронно с которыми происходили процессы регионального и динамометаморфизма, формирование поздних комплексов даек и метасоматическое переотложение рудных концентраций, внедрение поздних комплексов гранитоидов. Пик метаморфических и метасоматических преобразований приходится на период 1750-1700 млн лет (Магматизм..., 1995). Внедрение порфириовидных гранитов лицо-арагубского комплекса, залегающих восточнее Печенгского района, произошло 1772-1762 млн лет назад (Ветрин и др., 2002). Отголоски этих событий в виде формирования маломощных жил порфириовидных гранитов наблюдаются в Мончегорском и Апатитском районах.

Восточнее Мончегорского района залегает крупная многофазная Хибинская интрузия нефелиновых сиенитов. Ее становление происходило 366-371 млн лет назад в течение палеозойской тектономагматической активизации, охватившей весь Балтийский щит (Каталог..., 2002). В этот же этап произошли частичные преобразования геохимических и изотопных систем в докембрийских породных комплексах, обусловленные термальным прогревом и интенсивными флюидными потоками мантийного и мантийно-корового происхождения.

Завершая краткую характеристику геологического строения Мончегорского района и прилегающих территорий, необходимо отметить сложное его строение, отражающее многостадийные тектонические, магматические и метаморфические процессы в течение позднего архея, раннего протерозоя и палеозоя, что в значительной степени осложняет реконструкцию истории его геолого-тектонического и геодинамического развития и обуславливает дискуссионность многих вопросов магматизма и рудообразования.

Глава 3

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ МОНЧЕГОРСКОГО РАЙОНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТРЕХМЕРНОЙ ГРАВИТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ

3.1. Методика расчета гравитационной модели

Целью работы являлся расчет трехмерной плотностной модели для верхней части земной коры Мончегорского и Оленегорского рудных районов. В качестве исходных данных для моделирования использовались: аномалии Буге, результаты петрофизического картирования территории, геологическая карта и высоты рельефа дневной поверхности. По этим данным был выполнен расчет плотностной модели, гравитационное поле которой совпадает с полем аномалий Буге, а плотность на поверхности совпадает с данными геологического и петрофизического картирования.

Представляемая модель является вариантом решения обратной задачи гравиметрии и дает возможность качественно и количественно оценить тенденции в изменении плотности геологических образований на глубине.

Исходные данные

Плотность. В результате компиляции определений плотности горных пород на территории Мончегорского района Л.Д.Галичаниной был составлен каталог из 8000 географически привязанных точек с значениями плотности. Расположение точек неравномерное и приурочено к участкам проведения геологоразведочных работ, часть территории не освещена совсем (рис.3.1). В связи с этим обстоятельством, для всей площади участка В.В.Шелохневым (ЦККЭ, г.Мончегорск) была выполнена петроплотностная классификация на основе геологической карты масштаба 1:100000 с привлечением опубликованных и имеющихся в распоряжении ЦККЭ данных о плотности. В результате была составлена петроплотностная схема (рис.3.2), которая использовалась для создания цифровой модели плотности пород на поверхности.

Гравитационное поле. Значения аномалий Буге заданы в квадратной сети с шагом 0.5 км, что соответствует детальности информационного обеспечения для плотности на дневной поверхности.

Рельеф дневной поверхности. Для учета влияния рельефа был создан каталог значений высот по топографическим картам масштаба 1:50000 для квадратной сети с шагом 0.5 км.

Рельеф на территории района является весьма расчлененным и его перепады иногда достигают нескольких сотен метров на один шаг сетки гравитационных данных. Это обстоятельство делает необходимым учет высот рельефа при решении обратной задачи гравиметрии, так как его влияние при значениях аномальной плотности 0.2 г/см^3 может составлять 3-5 мгл, в результате чего в расчетах плотностной модели могут проявиться аномалии, связанные с формами рельефа.

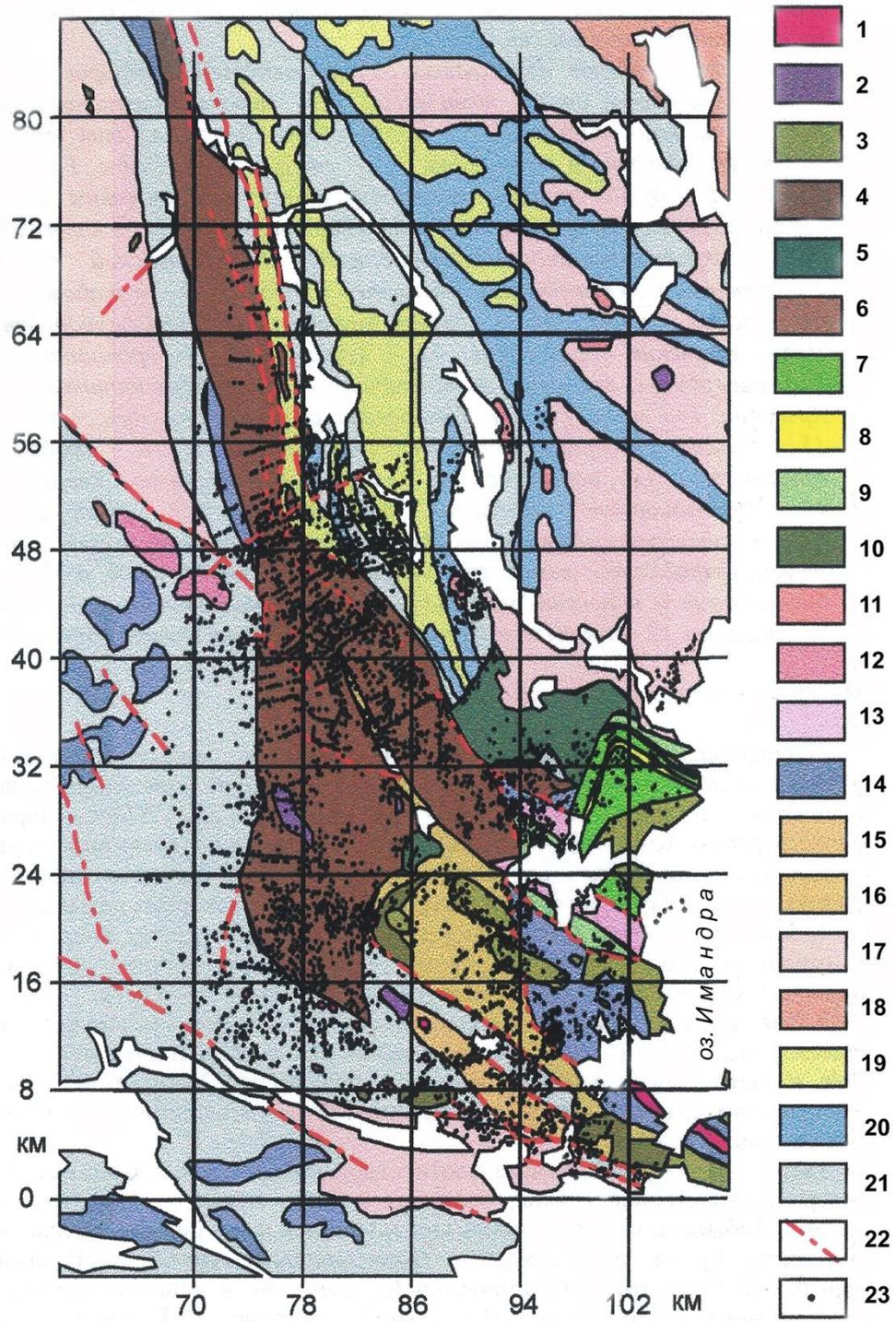


Рис.3.1. Схема геологического строения Мончегорского и Оленегорского районов по данным (Геологическая карта..., 1996) с точками плотностного опробования.

Раннепротерозойские образования: 1 - метаперидотит-пироксениты соленоозерского и других комплексов; 2 - клинопироксенит-верлиты райненчоррского комплекса; 3 - норит-габбронорит-диориты умбареченско-имандровского комплекса; 4 - габбро-анортозиты Главного хребта; 5 - дунит-гарцбургит-ортопироксенит-габбронориты мончегорского комплекса; 6 - лерцолит-габбронориты друзитового комплекса; 7 - пикробазальт-андезибазальт-дациты сейдореченской свиты; 8 - кварциты и метапесчаники сейдореченской свиты; 9 - metabазальты кукушинской свиты; 10 - габбро-амфиболиты, метаперидотиты. Позднеархейские образования: 11 - лейкограниты и гранодиориты; 12 - эндербиты, граниты, гранодиориты; 13 - метариодациты горы Арваренч; 14 - метавулканы основного, среднего и кислого составов; 15 - метаконгломераты, метапесчаники, кварциты; 16 - слюдяные, гранат-слюдяные парагнейсы и сланцы, конгломераты, кварциты; 17 - гранодиориты, тоналиты, плагиограниты; 18 - эндербиты; 19 - высокоглиноземистые слюдяные, гранат-слюдяные гнейсы; 20 - гнейсы, амфиболиты, железистые кварциты; 21 - биотитовые, амфибол-биотитовые и пироксен-биотитовые гнейсы, мигматиты, тоналиты, амфиболиты. 22 - тектонические нарушения. 23 - точки отбора образцов

3.2. Методика расчета плотностной модели

Постановка задачи. Основные вопросы и первые результаты трехмерного гравитационного моделирования для условий кристаллического щита изложены в работах (Минц и др., 1994; Арзамасцев и др., 1996), в которых продемонстрированы возможности инверсионной трансформации гравитационного поля в комплексе с петроплотностной схемой. Как и ранее, расчет плотностной модели в настоящей работе основывается на следующих двух исходных посылках:

1. Имеется некоторое начальное распределение плотности в пределах слоя, ограниченного сверху рельефом дневной поверхности, а снизу поверхностью, определяемой как нижняя граница гравиактивного слоя.

2. Для указанного начального приближения должна быть задана функция качественной оценки изменения его достоверности с глубиной. Эта глубинная функция является определяющим фактором при расчете аномальных масс, компенсирующих разность между наблюдаемым полем и теоретическим полем начального приближения.

Таким образом, для расчета плотностной модели необходимо оценить мощность гравиактивного слоя, сформулировать правило для задания начального приближения и определить вид глубинной функции для оценки его достоверности. Кроме того, исходные гравитационные данные необходимо предварительно привести к горизонтальной плоскости, а решение обратной задачи выполнить с учетом рельефа дневной поверхности. В итоге, после выполнения процедуры инверсии разностного поля, получается некоторый вариант решения обратной задачи, который отвечает априорным представлениям интерпретатора о характере распределения аномальных масс и согласован с данными петрофизического картирования и наблюдаемым полем.

Плотность по поверхности

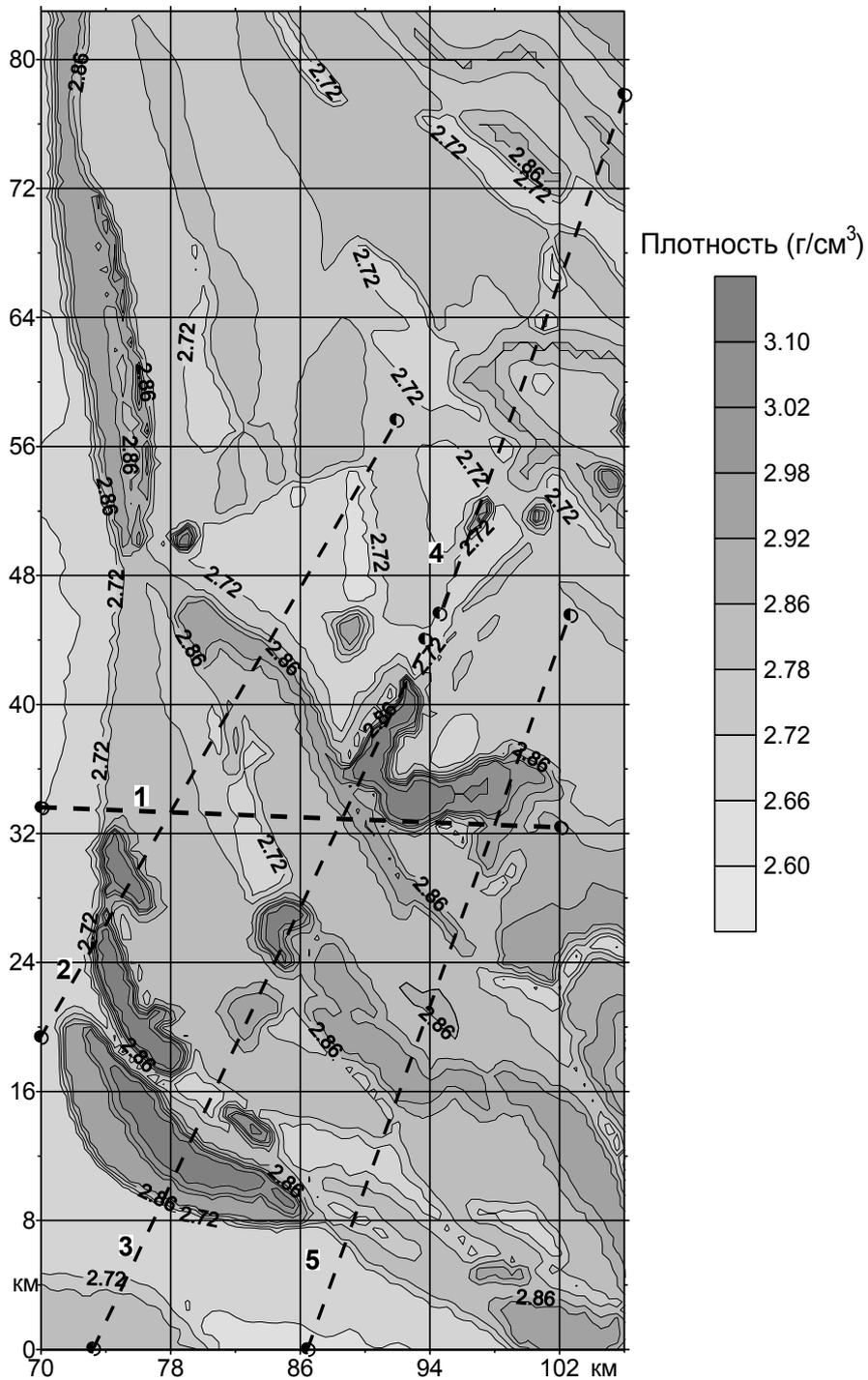


Рис.3.2. Схема плотности на дневной поверхности и расположение разрезов

Для выполнения всех необходимых операций были разработаны и протестированы специальные программные модули, которые реализуют решение обратной задачи в данной постановке.

Начальное приближение. Мощность моделируемого гравиактивного слоя предпочтительнее получить из результатов сейсмических исследований. Однако эти данные малочисленны, и поэтому был реализован подход, основанный на некоторых формальных допущениях, что снижает содержательную компоненту результатов гравитационного моделирования. Мощность гравиактивного слоя оценивалась с помощью специальной трансформации поля аномалий Буге, параметры которой уточнялись на тестовом примере, а результат для территории Мончегорского и Оленегорского районов приведен в виде схемы изогипс (рис.3.3).

Начальное распределение аномальных масс σ_0 основывалось на представлении об изменении плотности с глубиной: на поверхности начальное приближение совпадает с данными петроплотностной схемы и экстраполируется на глубину до половины мощности гравиактивного слоя, а глубже стремится к нормальному значению плотности $\sigma_N=2.7$ г/см³. Гравитационное поле начального приближения, вычисленное на горизонтальной плоскости приведения, вычитается из наблюдаемого поля аномалий Буге, приведенного к этой же плоскости. Полученное разностное поле отражает гравитационную нескомпенсированность начального приближения и должно быть в результате расчетов скомпенсировано распределением дополнительных масс, которое определяется в результате решения обратной задачи.

Инверсия разностного поля. Как уже отмечалось, преобразование разностного поля в плотность основано на двух исходных посылок: все источники поля находятся в пределах гравиактивного слоя, а характер их распределения зависит от глубинной функции. Кроме того, следует учитывать, что локальные приповерхностные аномалии могут при инверсионных преобразованиях поля вызывать интенсивные ложные сигналы на глубине, и поэтому перед операцией инверсии такие аномалии необходимо отфильтровать. Операция фильтрации в данном случае выполнялась с целью выделения локальных аномалий с шириной менее двух шагов.

Таким образом, инверсия остаточного поля осуществлялась для региональной и локальной компонент отдельно. При этом параметры инверсионного преобразования для указанных полей различны, в силу различного глубинного положения их источников. Для региональной компоненты глубинная функция задавалась в виде колоколообразной кривой с максимумом на глубине, равной 0.75 мощности гравиактивного слоя, а для локальной компоненты глубина трансформации ограничивалась величиной, равной 0.5 мощности гравиактивного слоя. Кроме того, выполнялось сглаживание результатов трансформации - тем большее, чем больше глубина.

Последняя операция проводилась исходя из следующей посылки: пропуск сигнала предпочтительнее выделения ложной аномалии, связанной с особенностями параметров трансформации, а не с геологическим строением.

В принятых параметрах расчетной схемы вычисления трехмерной плотностной модели изучаемой территории был использован неравномерный шаг модели (dz) по глубине, который увеличивался с глубиной: $dz=0.2$ км от высоты 1 км до глубины с отметкой 0.5 км; $dz=0.4$ км до глубины 2.5 км и глубже - $dz=0.5$ км. Всего было взято 20 слоев модели, а суммарная мощность модели ограничена глубиной 7.0 км.

Глубина гравиактивного слоя

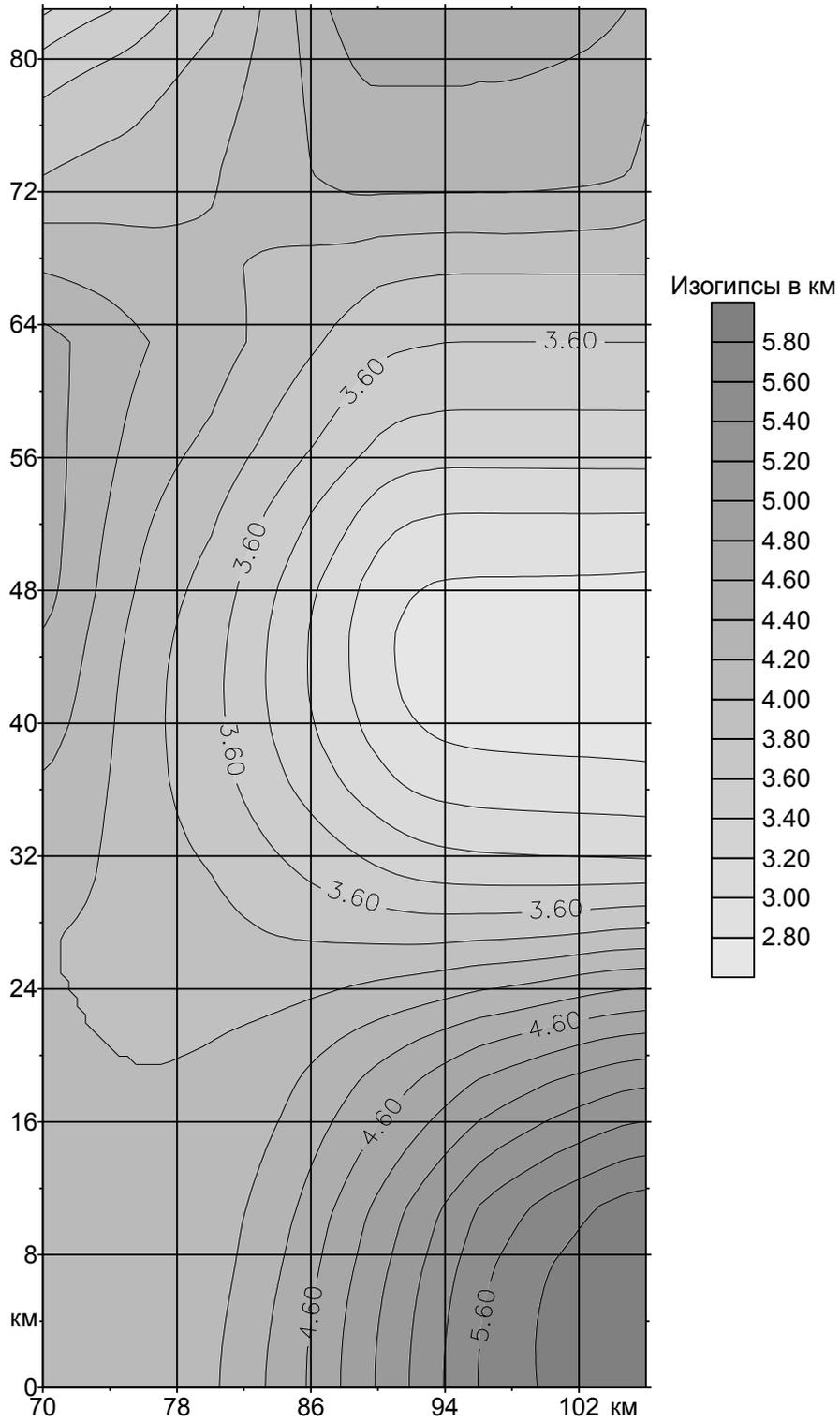


Рис.3.3. Схема мощности гравиактивного слоя

В качестве тестового примера, позволяющего наглядно оценить возможности и ограничения инверсионной трансформации, была рассмотрена модель из набора двухмерных призматических тел разной плотности, которая имитирует структуры Мончегорского и Оленегорского районов. Все расчетные параметры теста соответствуют параметрам, использованным при практическом расчете плотностной модели. Гравитационное поле, график плотности на поверхности, график мощности гравиактивного слоя и плотностной разрез для этой модели показаны на рис.3.4. На рис.3.5 приведен график остаточного поля, изолинии плотности начального приближения и изолинии плотности для разреза, полученные в результате решения обратной задачи.

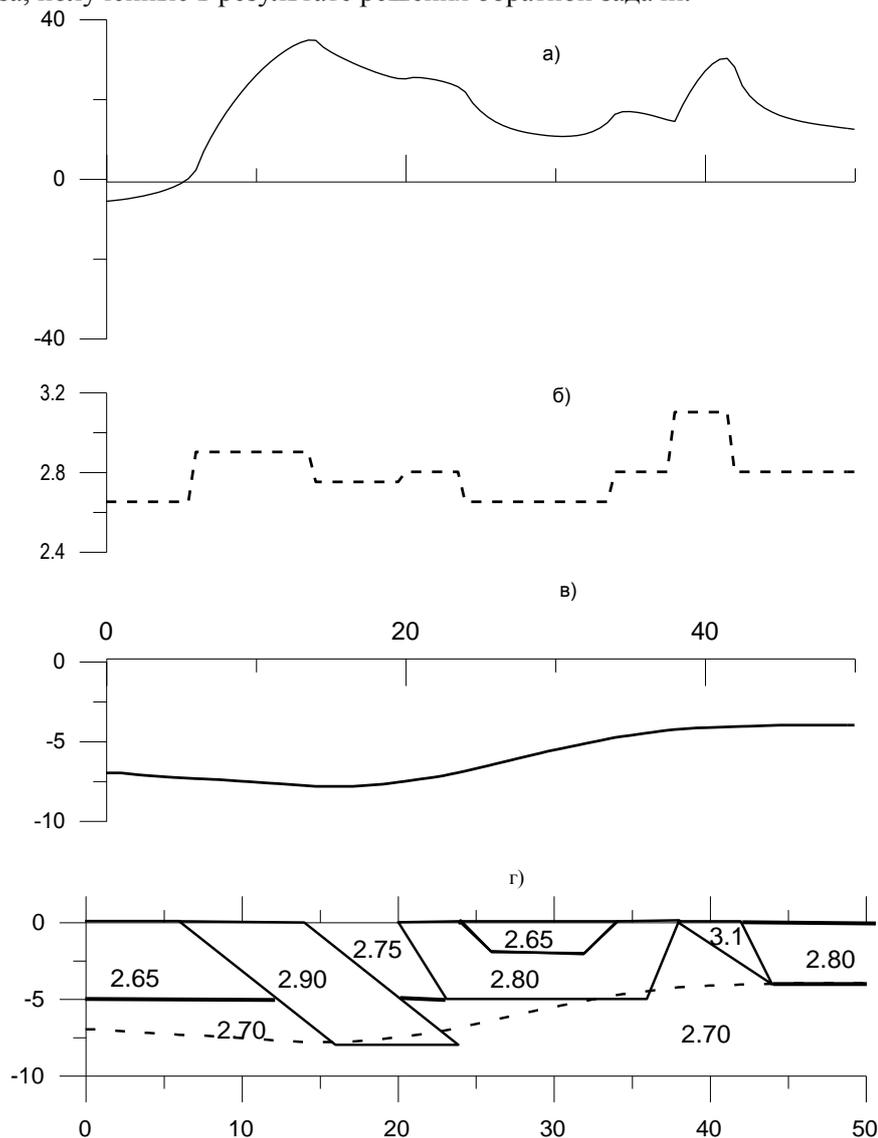
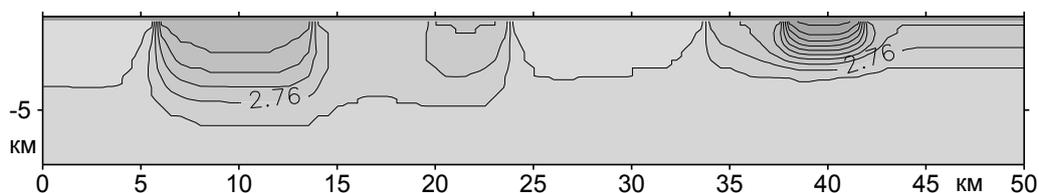


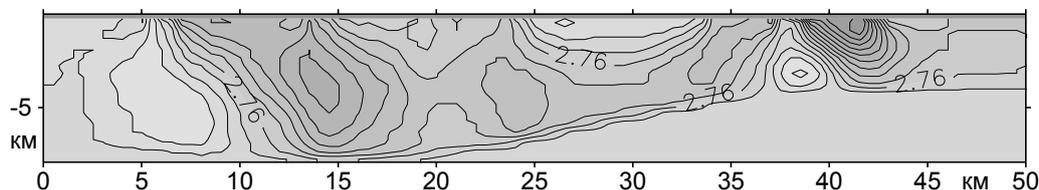
Рис.3.4. Исходные данные тестовой модели: а - исходное поле, мГг; б - плотность на поверхности, г/см³; в - глубина гравиактивного слоя, км); г - заданная модель плотности, г/см³



Начальное приближение для плотности



Результат решения обратной задачи



Плотность (г/см³)



Рис.3.5. Результаты инверсии для тестовой модели: а - остаточное поле, мг/г; б - начальное приближение плотности, г/см³; в - результат решения обратной задачи, г/см³

Сопоставление заданного плотностного разреза с результатами инверсии показывает, что основные тенденции изменения плотности с глубиной (направление падения аномальных объектов, оценка их вертикальной мощности и значений плотности) выявляются вполне определенно. С другой стороны, очевидно проявление ложных аномалий, связанных с протяженными по вертикали и пологими плотностными контактами, что выражается в увеличении значений аномальной плотности подстилающих структур. Исходя из того, что реального соответствия заданного плотностного разреза с результатами инверсии в

данной постановке обратной задачи достичь невозможно, рассчитанную модель (особенно отдельные детали) нельзя рассматривать как полностью адекватную реальному распределению масс. Поэтому результаты гравитационной инверсии следует использовать в комплексе с другими геофизическими и геологическими данными при построении обобщенной модели глубинного строения.

3.3. Результаты расчетов и их геологическая интерпретация

Результат расчета трехмерной плотностной модели Мончегорского и Оленегорского рудных районов представляет собой значения плотности (в г/см^3), заданные в узлах регулярной трехмерной сетки в координатах Гаусса-Крюгера. Графическая модель представлена в виде набора погоризонтных срезов и вертикальных разрезов.

При рассмотрении результатов моделирования следует учитывать следующие замечания:

1. Основой полученных результатов является начальное приближение, исходным материалом которого была петроплотностная карта-схема. Поэтому все особенности расчетной модели в значительной мере связаны с этой схемой. При этом мы полагаем, что погрешности петроплотностной схемы могут иметь не только локальный характер, но и проявляться в региональном аспекте для участков со слабой петрофизической изученностью (рис.3.1). Последнее утверждение иллюстрируется ситуацией для юго-западного и западного обрамления участка, где плотность пород на дневной поверхности, заданная по схеме, вероятно, немного завышена.

2. Одним из главных параметров инверсии является глубина гравиактивного слоя, которая в данном случае сама определялась как результат трансформации гравитационного поля (рис.3.3) и не может рассматриваться в качестве однозначной функции. Как следствие такого формализма, могут рассматриваться слишком маленькие (до 2.58 г/см^3) значения минимумов плотности для глубин от 1.0 до 5.0 км для западной и южной границ участка. Возможно, что при большей мощности гравиактивного слоя эти экстремумы были бы не так экстравагантны по своим значениям.

3. В целом, рассмотрение результатов показывает реалистичность заданных параметров инверсионной трансформации. Возможно, что в деталях мощность гравиактивного слоя могла бы быть иной, однако характер поведения и средние значения уровня сохраняются при любом способе ее оценки. Подтверждением этого является или сохранение значения или смена знака аномальной плотности на глубине для большей части территории, что указывает на достаточную для гравитационной компенсации мощность модельного слоя.

Ниже излагаются некоторые общие соображения о характере изменения плотности на глубине, основанные на морфологическом анализе поведения модельных изоденс для всей совокупности срезов плотности и большого числа разрезов. Однако в качестве иллюстраций приведены лишь несколько характерных глубинных плотностных схем и типичных разрезов, положение которых показано на рис.3.2.

Исходя из вышеприведенных замечаний и сравнения погоризонтных плотностных срезов для ряда уровней и плотностных разрезов, можно сформулировать и считать обоснованными следующие выводы:

1. На плотностных срезах хорошо проявлена зона северо-западного простирания, которая выражается в виде структуры пониженной плотности и антиклинорной формы в центральной части участка. Контакты этой структуры падают в противоположных направлениях - круто на юг и полого на север (рис.3.6-3.9). На дневной поверхности границы этой зоны совпадают с тектоническими линиями гора Воронья Тундра - оз.Кашкозеро - на севере, и северо-восточным склоном хребта Мончетундра - на юге.

2. Падение плотных пород Главного хребта (Чуна-Волчьей тундры) имеет восточное направление, а их вертикальная мощность не превышает 3.0 км (рис.3.10, разрез 1).

3. Плотные породы хребта Мончетундра-Хипик имеют юго-западное падение и, возможно, на глубине 2 км смыкаются с плотными породами Главного хребта (Чунатундра) (рис.3.11, разрез 2).

4. Вертикальная мощность высокоплотных ($3.0-3.1 \text{ г/см}^3$) пород Мончеплутона не превышает 2 км, а возможная корневая часть этой структуры имеет тенденцию к погружению в северо-западном направлении, что отмечается повышением плотности на глубине 1.0-2.0 км в районе массива Ярва-Варака (рис.3.12, разрез 3);

5. Плотные ($3.0-3.1 \text{ г/см}^3$) породы Островского массива распространяются на глубину не более 1.5-2.0 км (рис.3.12, разрез 3). Поэтому гипотеза о соединении на глубине ультраосновных пород Мончеплутона и Островского массива, что повысили бы перспективность площади на поиски цветных металлов, не находит своего подтверждения.

6. Относительно плотные ($2.80-2.85 \text{ г/см}^3$) породы Центрально-Кольского сегмента в северо-восточной части планшета представляют собой пластину клинообразной формы с очень пологим погружением нижней кромки в северо-восточном направлении (рис.3.12, разрез 3; рис.3.13, разрез 4).

7. Плотные ($2.85-2.95 \text{ г/см}^3$) породы Имандра-Варзугской структуры, расположенные в юго-западной части планшета, имеют вертикальную мощность не менее 4-5 км, при этом южный контакт этого комплекса имеет более крутое падение по сравнению с северным (рис.3.14, разрез 5).

8. В районе Нярк-тундры залегают достаточно плотные породы ($>2.86 \text{ г/см}^3$), близкие по своим свойствам к породам юго-западной части Главного хребта (Чунатундра) и северо-восточной части Мончетундры. Это связано с наличием большого количества тел базит-ультрабазитов среди кислых пород Беломорского блока. С глубиной часть блока, насыщенного данными телами, расширяется в юго-западном направлении (рис.3.6-3.9).

9. На площади расположения массивов умбареченско-имандровского комплекса располагается обширная гравитационная аномалия, которая предположительно связана с крупным, погруженным на глубину до 4 км, пологозалегающим плотным телом. По данным геологических наблюдений эта аномалия может быть связана с массивами западного фланга комплекса, в составе которых преобладают породы базит-ультрабазитового состава.

Горизонт 0 км

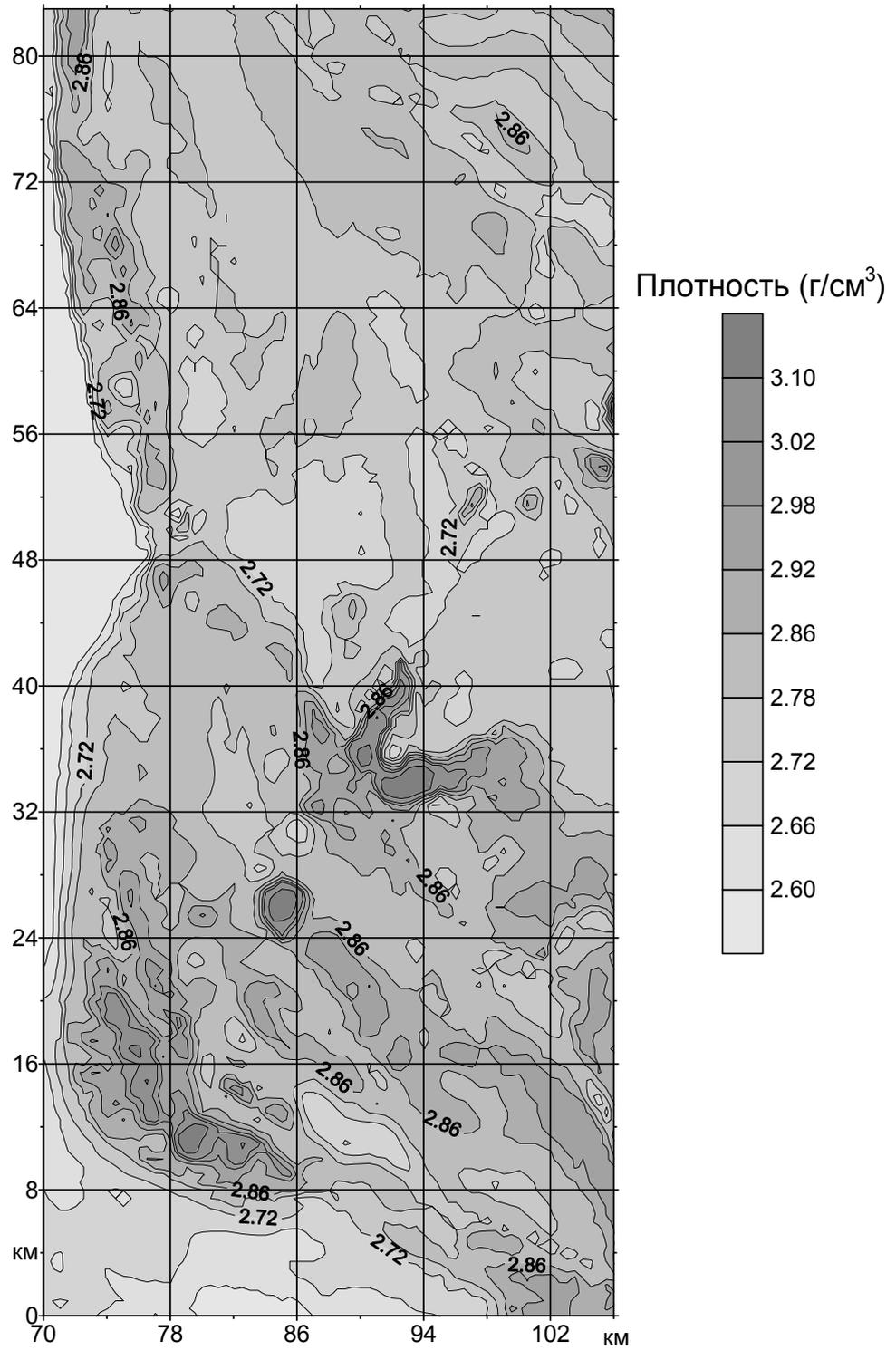


Рис.3.6. Схема плотности на горизонте 0 км

Горизонт 1.0 км

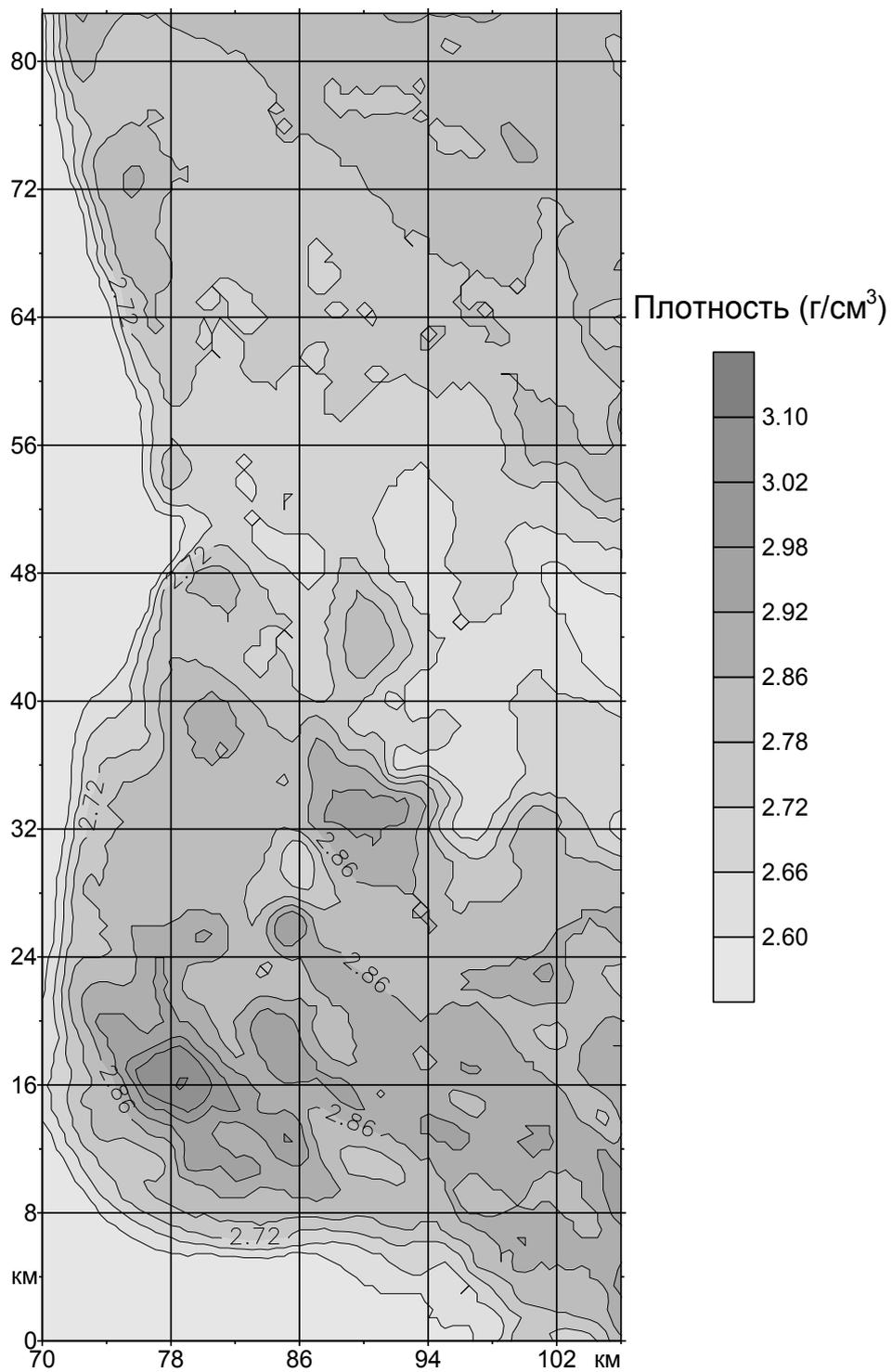


Рис.3.7. Схема плотности на горизонте 1 км

Горизонт 2.0 км

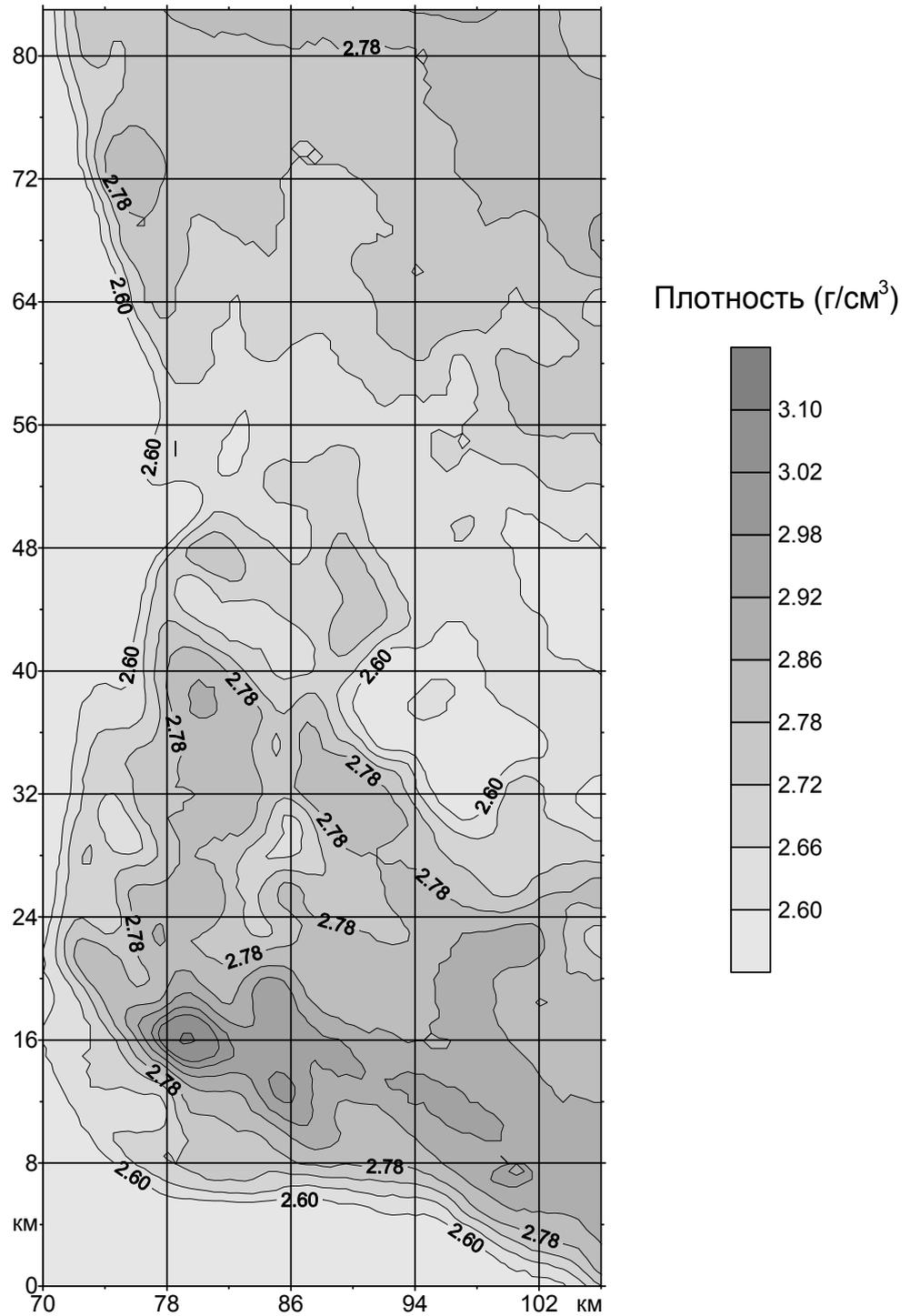


Рис.3.8. Схема плотности на горизонте 2 км

Горизонт 3 км

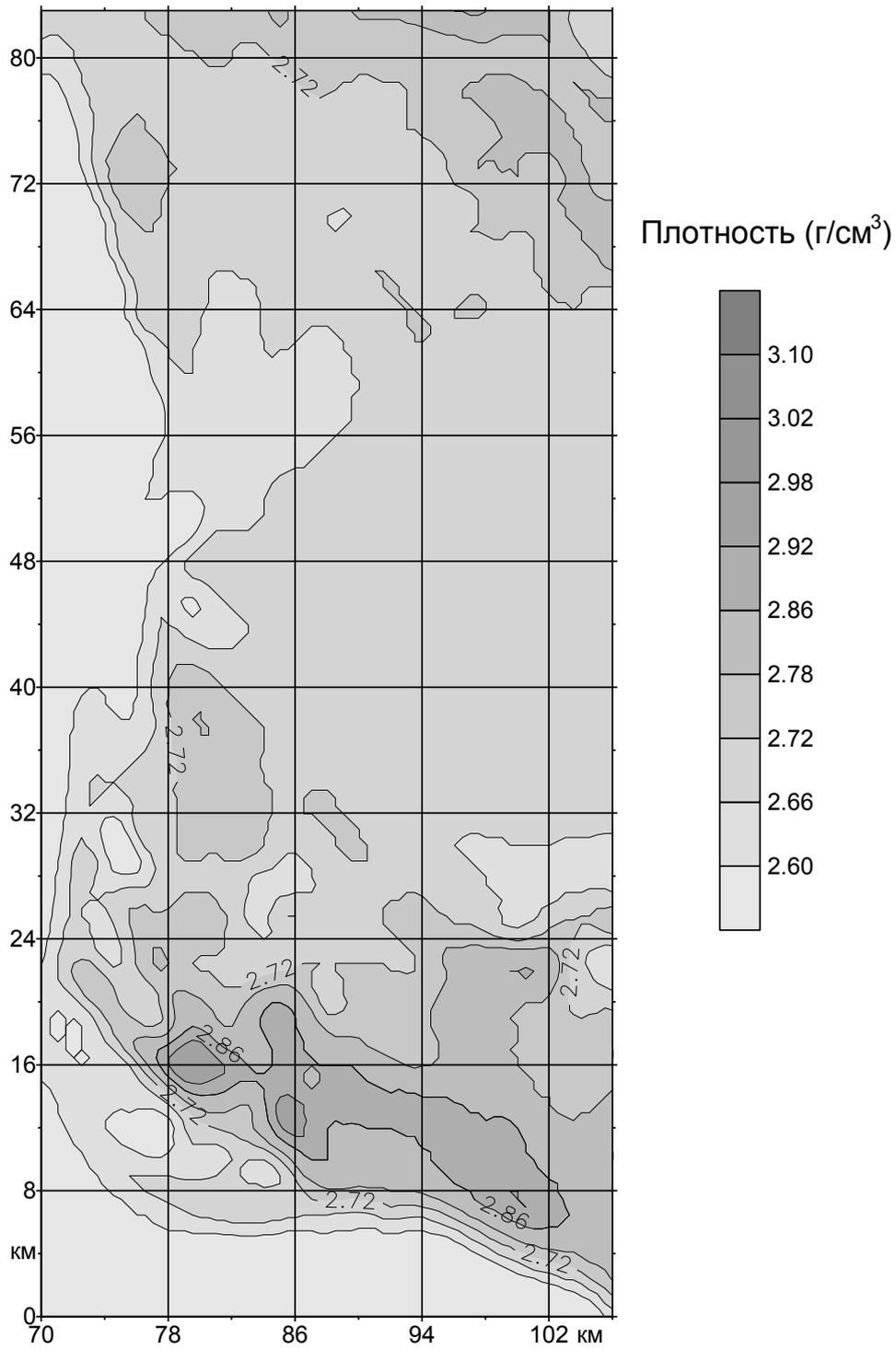


Рис.3.9. Схема плотности на горизонте 3 км

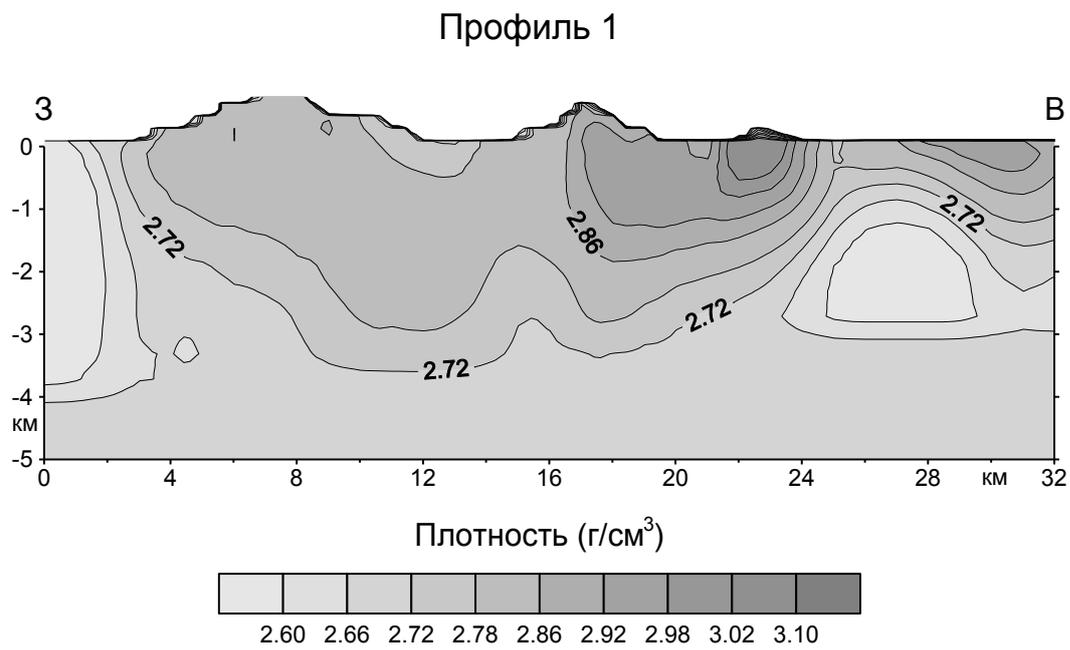


Рис.3.10. Модельный плотностной разрез 1. Положение этого и следующих разрезов показано на рис. 3.2

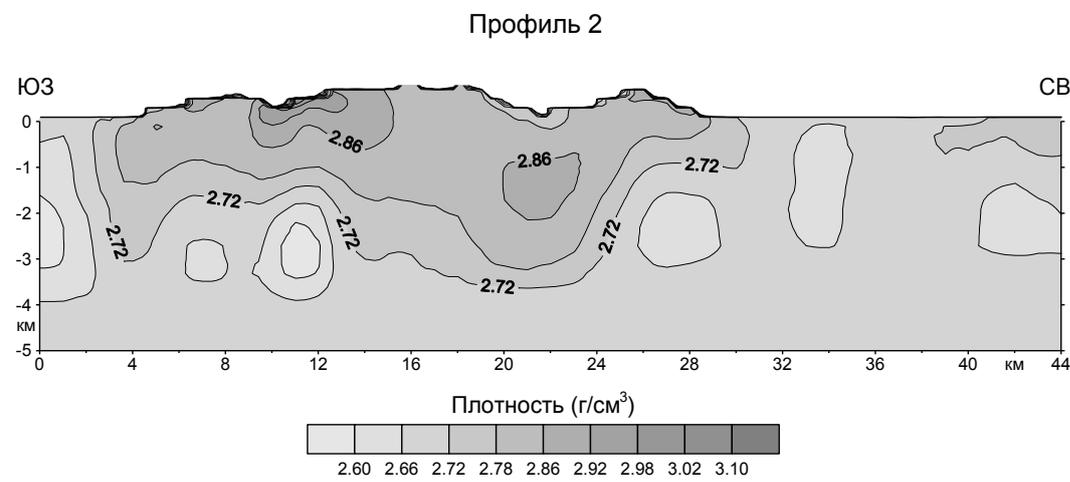


Рис.3.11. Модельный плотностной разрез 2

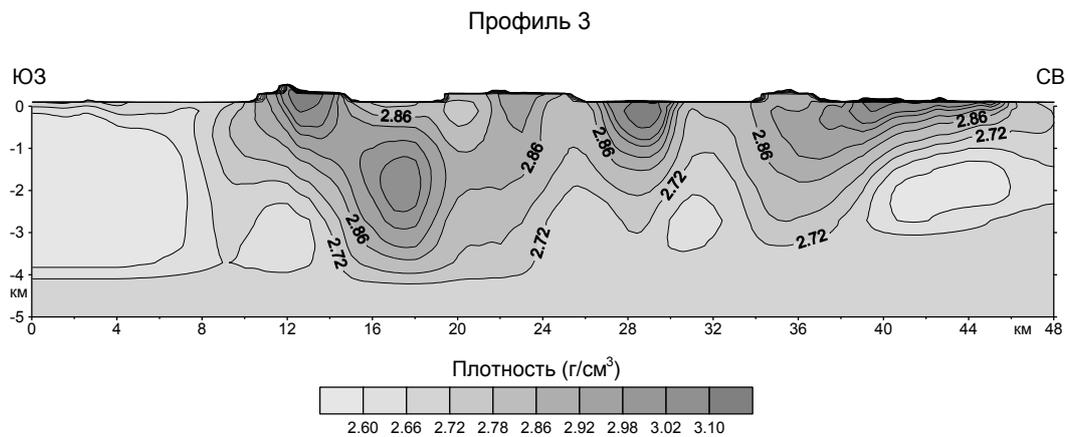


Рис.3.12. Модельный плотностной разрез 3

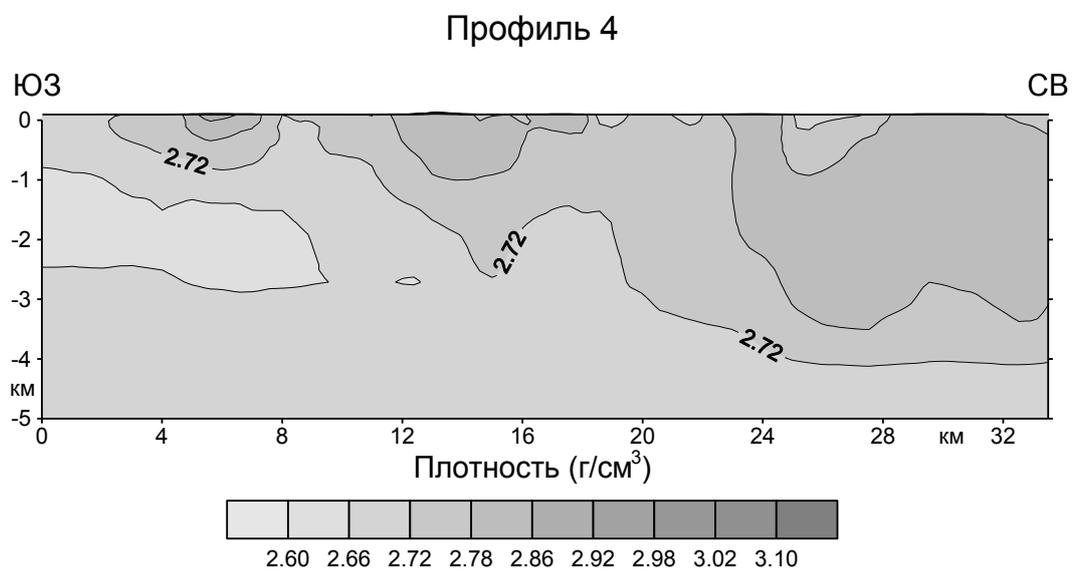


Рис.3.13. Модельный плотностной разрез 4

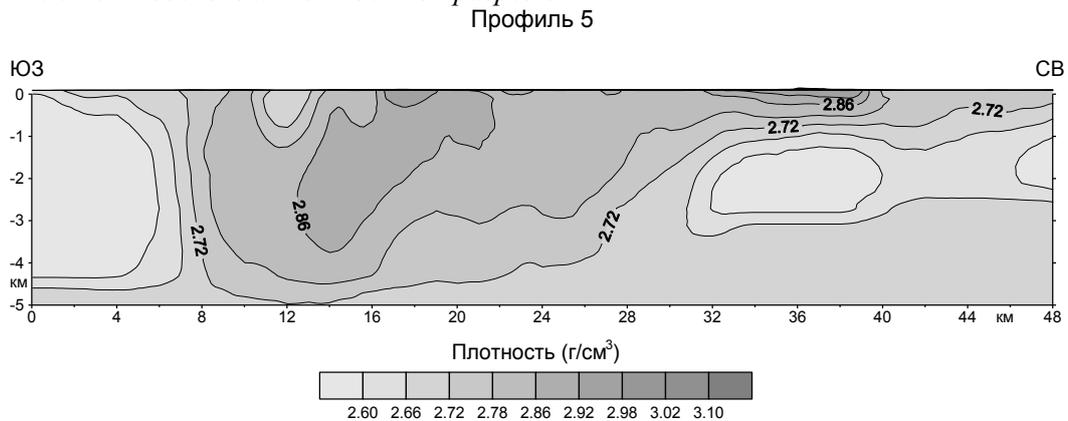


Рис.3.14. Модельный плотностной разрез 5

Глава 4

РУДОНОСНЫЙ РАССЛОЕННЫЙ МОНЧЕПЛУТОН

4.1. Геологическое положение плутона и его протоструктура

Мончеплутон представляет собою типичную расслоенную интрузию базит-ультрабазитового состава, сформированную около 2500 млн лет назад и содержащую месторождения и рудопроявления разнообразных Cu-Ni сульфидных (жильного, вкрапленного и инъекционного типов), хромитовых и платинометалльных (сульфидного и малосульфидного типов) руд магматического генезиса. Проблемы его строения неоднократно рассматривались в литературе, данные о его петрологии и оруденению опубликованы в монографиях и коллективных монографических работах, на основе которых учились несколько поколений геологов.

За длительное время изучения происходило закономерное изменение представлений о его строении, возрасте и характере рудной специализации. В довоенные и послевоенные годы одной из проблем было сопоставление строения и состава разных блоков Мончеплутона, которые слагают отдельные горы, сложенные породами различного состава. Они по традиции до сих пор именуются разными массивами с собственными названиями. В 1960-е годы был окончательно решен этот вопрос и Мончеплутон стал рассматриваться как единый интрузивный массив, расчлененный тектоническими нарушениями на ряд блоков, поэтому его часто стали называть мончегорским комплексом. В то же время один из блоков, сложенных метагабброидами предгорья Вурэчуайвенч, еще долгое время рассматривался как более древний массив (Козлов и др., 1967; Козлов, 1973). Главным аргументом для такой гипотезы были интенсивно проявленные метаморфические преобразования его пород. Результаты бурения скважин, вскрывших в 1970-е годы зону сочленения пород Мончеплутона и массива Вурэчуайвенч, не подтвердили эти представления, так как было установлено, что метаморфические преобразования пород предгорья Вурэчуайвенч обусловлены близостью их к границе водосодержащих вулканогенно-осадочных пород Имандра-Варзугской зоны (Имандра-Варзугская..., 1982). По набору пород и их первичному минеральному и химическому составу они сопоставлялись с породами гор Нюд и Поаз. На основе изучения буровых скважин, пробуренных в 1990-е годы, получены дополнительные данные, которые позволяют сделать вывод: разрезы массива предгорья Вурэчуайвенч прямо не коррелируются с разрезами массива Нюд-Поаз. Они наращивают их, и тем самым и общий разрез Мончеплутона, что будет рассмотрено в заключительном разделе данной главы.

Одной из геологических проблем является возрастное взаимоотношение Мончеплутона и пространственно сближенного западного фланга Имандра-Варзугской зоны, который выполнен осадочно-вулканогенными образованиями нижнекарельского комплекса. Так как Мончеплутон сложен большей частью неизменными интрузивными породами, а вулканы и осадки Имандра-Варзугской зоны претерпели метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, то очень долгое время это служило одним из аргументов более молодого возраста Мончеплутона. Другим аргументом были геохронологические данные, полученные на основе Rb-Sr (Birck, Allegre, 1973) и

Pb-Pb (Manhes et al., 1980) анализов, которые, как позднее выяснилось, давали приближенный возраст динамометаморфических преобразований, а не характеризовали время кристаллизации магм и закрытия изотопных систем.

Коренное изменение взглядов произошло в 1970-е годы, когда было установлено, что большинство расслоенных интрузий Кольского п-ова, Карелии и Финляндии перекрываются конгломератами сумийского и сариолийского возрастов, лежащими в основании стратиграфических разрезов раннего протерозоя. В гальке конгломератов присутствуют породы расслоенных интрузий, что, несомненно, указывало на их глубокую эрозию и выветривание. Такие конгломераты известны в районах залегания интрузий гор Генеральская, Луккулайсваара и комплекса Койлисмаа. В районе предгорья Вурчуйвенч конгломераты, залегающие в основании разреза основных вулканитов кукшинской свиты, перекрывают продукты выветривания габброидов (Имандра-Варзугская..., 1982). В свою очередь, кислые вулканиты сейдореченской свиты, перекрывающие вулканиты кукшинской свиты, совместно с которыми они относятся к стрельнинской серии (сумий), прорываются интрузивными породами Имандровского лополита с U-Pb возрастом 2442-2434 млн лет (глава 10). Это подтверждает гипотезу о более раннем формировании Мончеплутона по сравнению с базальными вулканитами западной части Имандра-Варзугской зоны.

Мончеплутон имеет в плане дугообразную форму, которая близка к первичной, и состоит из двух камер. Одна из них, длиной 7 км, ориентирована на северо-восток и выражена на местности горами Ниттис, Кумужья и Травяная (далее НКТ). Вторая, длиной 9 км, протягивается в восточном направлении от вершины Сопчуйвенч до Нюдуайвенч и Поазуйвенч (далее Сопча, Нюд, Поаз) (рис.4.1). Обе камеры также носят название массивов (Елисеев и др., 1956; Козлов, 1973) или субмеридиональной и субширотной ветвей (Горбунов и др., 1985).

По данным бурения и структурного анализа (Елисеев и др., 1956; Козлов и др., 1967; Козлов, 1973) каждая из камер имеет форму симметричной мульды с падением крыльев под углами 30-40° (НКТ) и от 40-45° до 20-25° с выполаживанием к осевым частям (Сопча-Нюд-Поаз) при более пологом (10-15°) падении расслоенности. Обе камеры наклонены на юго-запад, где предполагалось наличие так называемых корней интрузии (Козлов и др., 1967).

Северо-восточная камера (массивы НКТ и Сопча) сложена (снизу вверх) кварцсодержащими норитами и габброноритами базальной (или придонной) зоны мощностью 10-100 м, гарцбургитами (100-200 м), чередованием гарцбургитов и ортопироксенитов (250-400 м), ортопироксенитами (300-700 м) с линзами нодулярных хромититов (гора Кумужья) и пластами сульфидоносных дунитов - гарцбургитов мощностью 1-5 м (гора Сопча, горизонт «330»). Общая мощность массива НКТ увеличивается с севера на юг от 200-300 до 800-1000 м, мощность пород в районе горы Сопча составляет 1100-1600 м, что является максимальной для Мончеплутона.

Восточная камера сложена в базальной (придонной) части кварцсодержащими габброноритами и норитами мощностью до 50 м, затем меланократовыми норитами с линзами и прослоями оливинсодержащих пород - гарцбургитов и норитов, и в верхней части - мезо- и лейкократовыми норитами и габброноритами. Общая мощность разреза камеры варьирует от 300-400 до 600-800 м. В средней части разреза горы Нюд залегает так называемый «критический» горизонт, насыщенный ксенолитами пироксен-плагиоклазовых и

высокоглиноземистых роговиков, частично подвергшихся плавлению. Он фиксирует переход от оливинсодержащих к безоливиновым, плагиоклазовым породам. Завершают разрез восточной камеры метаморфизованные габбронориты и лейкогаббро-анортозиты, залегающие в подножье горы

Вурэчуайвенч. Они перекрываются слюдяной корой выветривания и конгломератами, а затем вулканитами сумийского возраста.

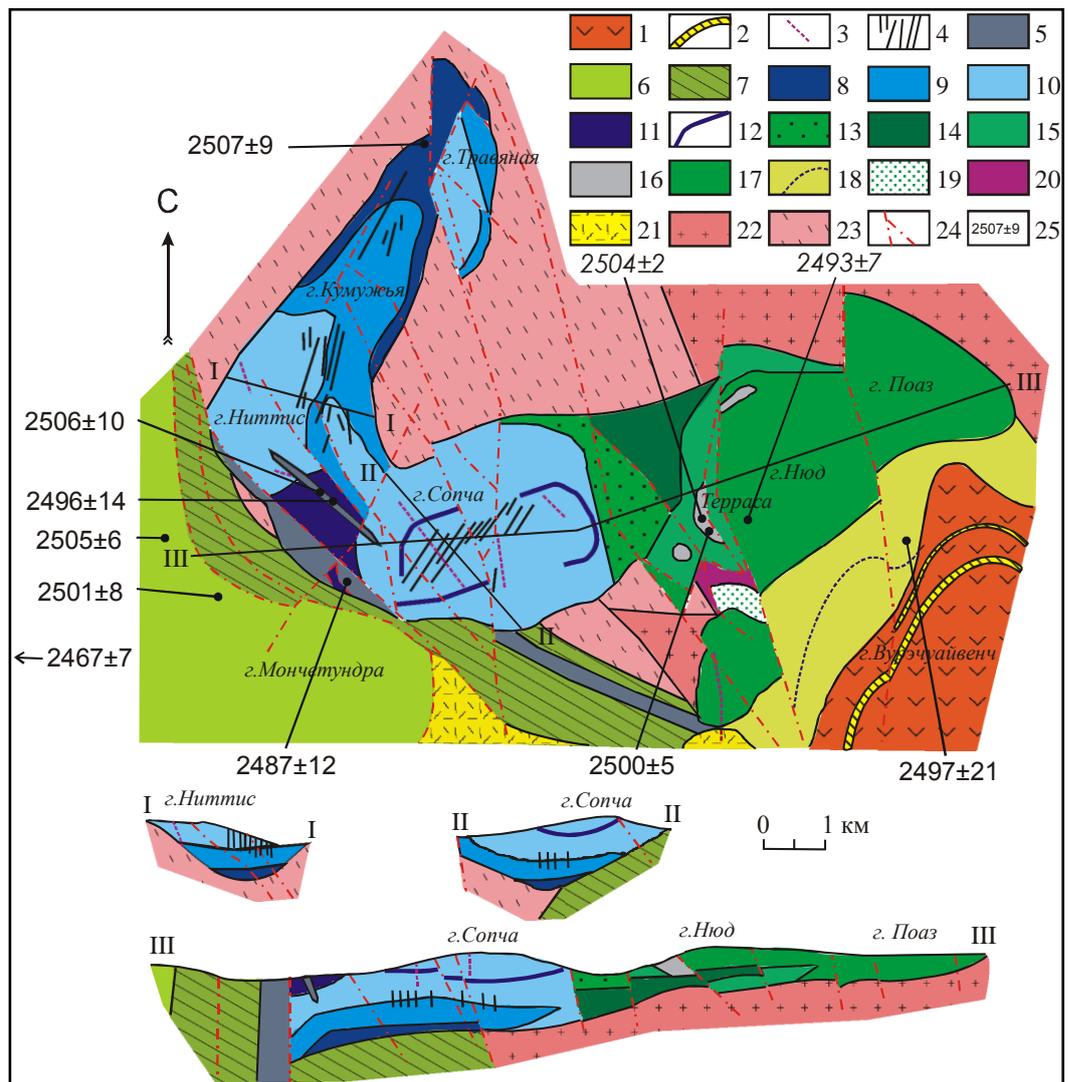


Рис.4.1. Схема геологического строения и разрезы Мончеплутона с данными изотопного U-Pb возраста интрузивных и дайковых пород.

1-2 - метавулканыты (1), кварциты и сланцы (2) кукишинской и сейдореченской свит Имандра-Варзугской зоны; 3 - дайки

метадолеритов, лампрофиров; 4 - сульфидные жилы рудных полей НКТ и Сопча; 5 - дайки габбро, меланоноритов, ортопироксенитов; 6 - габбронориты, анортозиты Мончетундровского массива; 7 - бластокатаклазиты по габброидам; 8 - гарцбургиты и породы придонной зоны НКТ; 9 - переслаивание гарцбургитов, оливковых ортопироксенитов и ортопироксенитов; 10 - ортопироксениты; 11 - дуниты, плагиодуниты и хромититы Дунитового блока; 12 - рудный пласт «330» горы Сопча; 13 - плагиоортопироксениты; 14 - меланонориты; 15 - оливковые нориты, гарцбургиты; 16 - породы «критического» горизонта горы Нюд; 17 - нориты; 18 - метагаббронориты, габбро и анортозиты предгорья Вурэчуайвенч и платиноносный горизонт; 19 - амфиболизированные габбро и 20 - диориты 10-й аномалии; 21-23 - вулканиды кислого состава горы Арваренч (21), диориты, гранодиориты (22), биотитовые, гранат-биотитовые, амфиболовые и высокоглиноземистые гнейсы, мигматиты (23) архейских комплексов; 24 - тектонические нарушения; 25 - изотопный U-Pb возраст пород по циркону и бадделлиту

На основе анализа разрезов Мончеплутона, в его сводном разрезе нами выделяются следующие зоны: базальная кварц-норит-габброноритовая, гарцбургитовая, гарцбургит-ортопироксенитовая, дунитовая, ортопироксенитовая, норитовая, норит-габброноритовая и габбронорит-анортозитовая.

Закономерная смена состава пород от ультраосновных к основным в вертикальном разрезе в ряде случаев нарушается наличием рудного дунит-перидотитового пласта среди ортопироксенитов горы Сопча (рудный пласт «330») и «критического» горизонта с оливинсодержащими породами на горе Нюд.

В районе так называемой «10-й аномалии», расположенной вблизи южного контакта массива горы Нюд, залегают амфиболизированные габбро с высокованадиевым титаномагнетитовым оруденением, перекрытые метадиоритами. Положение этих пород до сих пор остается спорным - являются ли они позднеархейскими, представляют собою поздние дифференциаты Мончеплутона или располагаются на восточном фланге Мончетундровского массива?

Интрузивные породы Мончеплутона пересекаются жилами пегматитов основного и среднего состава (часто описываемых под общим названием габбро-пегматиты) и дайками диоритов, долеритов и лампрофиров, а также жильными телами богатых сульфидных руд, залегающими в пределах массивов НКТ и горы Сопча. На горе Ниттис сульфидные жилы часто переходят на глубину в рудно-силикатные пегматиты отвечающие по составу норитам, габброноритам и диоритам (Карпов, 1959, 1962; Козлов и др., 1962; Челишев, 1962).

Мончеплутон разбит серией сбросов и сдвигов на смещенные блоки. Так, массив НКТ оказался опущенным относительно массивов Сопча-Нюд-Поаз как минимум на 300 м. Наиболее крупными сбросами (с запада на восток) в пределах НКТ и горы Сопча являются Южный, Широкий, Северо-Западный, Порфиновый, Меридиональный и Северный. Некоторые из них, такие как Широкий, Северо-Западный и Порфиновый, играли очень важную и определяющую роль в формировании жильного поля НКТ и поэтому являются контролирующими в распределении рудных жил (Горбунов и др., 1985). Три крупных сброса, Лампрофировый, Центральный и Восточный разбивают массив Нюд-Поаз на блоки. По геофизическим данным предполагается существование

крупного сложнопостроенного крутопадающего разлома между горами Ниттис и Сопча, вдоль оз.Сопчъявр, что подтверждается буровыми работами последних лет.

Необходимо также учитывать, что Мончеплутон, как и большинство других расслоенных интрузий восточной части Балтийского щита, дважды подвергался глубокой денудации - в раннепротерозойский период в результате тектонической активизации до заложения Имандра-Варзугской зоны и в кайнозое в результате ледниковой эрозии. Поэтому правомерно предположить, что верхняя часть общего разреза Мончеплутона или верхняя часть его северо-восточной камеры (массив НКТ) в значительной степени была эродирована.

На северном продолжении массива НКТ располагаются ряд одновозрастных мелких массивов (Ярва-Варака, оз.Узкое) и дайки габброноритов, внедрение которых, регулировалось системой разломов северо-восточного простирания (глава 9).

4.2. Проблема Дунитового блока

В зоне сочленения двух северо-восточной и восточной камер находится так называемый Дунитовый блок размером на плане около 1.5 x 3.0 км (рис.4.2). Он имеет неправильную конфигурацию и сложное внутреннее строение, обусловленное наличием серий тектонических зон преимущественно северо-западного простирания с амплитудами смещения от нескольких метров до первых сотен метров. На севере и востоке породы Дунитового блока контактируют с ультраосновными породами Мончеплутона, а на юго-западе - с основными породами Мончетундровского массива, будучи отделенными от них мощной тектонической зоной гранат-амфиболовых бластокатаклизитов и серией крупных дайкообразных тел. Вертикальная мощность Дунитового блока варьирует от 100 до 700 м и более, увеличиваясь на юго-восток. В северо-восточной части значительная часть блока была эродирована и перекрыта мореной.

Подстилающими породами блока являются ортопироксениты и гарцбургиты, сходные по составу с породами гор Ниттис и Сопча, или дайковые породы более молодого комплекса меланоноритов. Ранее меланонориты ошибочно принимались за приконтактовые образования. В большинстве случаев нижний контакт осложнен тектоническими нарушениями в виде зон расщепления или катаклаза. В породы Дунитового блока и содержащиеся в нем слои хромитов интродировали многочисленные дайковые тела основного состава, часть которых близка по геохимическим особенностям к габброидам Мончетундровского массива.

Для Дунитового блока установлена четко выраженная зональность: на дневной поверхности залегают плагиогарцбургиты с участками неправильной формы оливинных меланократовых норитов, при движении на юго-восток на глубине они сменяются плагиодунитами и затем дунитами, между которыми существуют постепенные переходы. Характерным является кумулюсный характер оливина и интеркумуляусный плагиоклаза, между которыми постоянно наблюдается реакционная зона в виде ортопироксен-амфиболовой каймы. Вблизи зон разломов породы частично серпентинизированы и хлоритизированы и реже оталькованы.

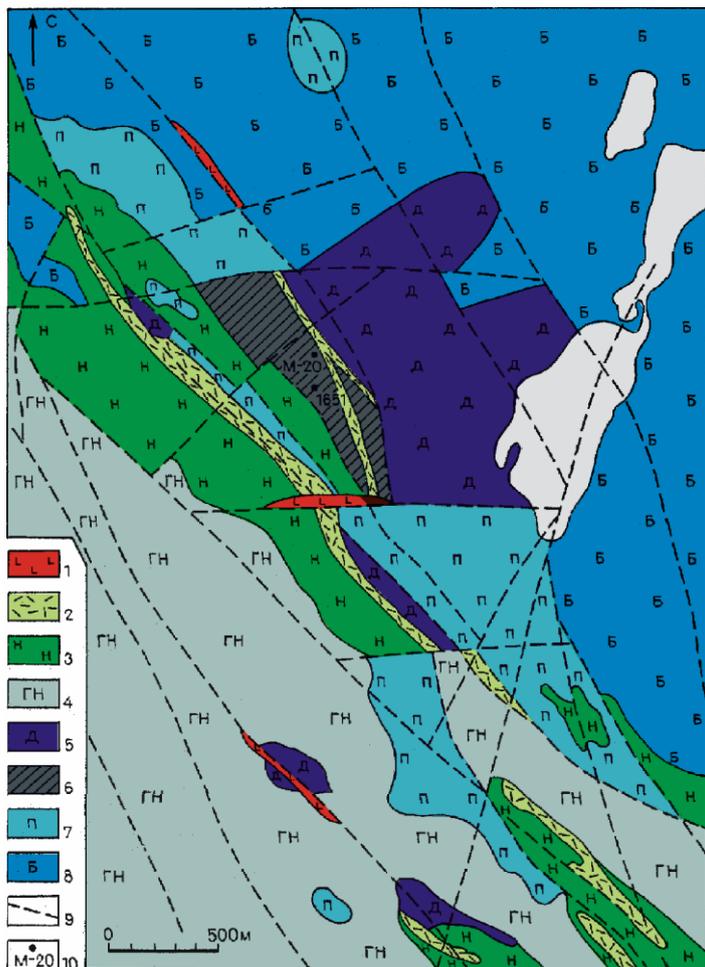


Рис.4.2. Схема геологического положения Дунитового блока в общей структуре Мончеплутона. По данным комбината «Североникель» с авторскими добавлениями.

1 - дайки метадолеритов; 2 - дайки крупнозернистых габбро; 3 - дайкообразные тела меланократовых норитов, плагиоортопироксенитов; 4 - габбронориты, лейкогаббро и анортозиты Мончетундровского массива; 5 - ультрабазиты Дунитового блока; 6 - контуры Сопчеозерского месторождения; 7 - перидотиты (гарцбургиты); 8 - ортопироксениты; 9 - разрывные нарушения, зоны расланцевания; 10 - скважины, пересечения подошву Дунитового блока и их номера

На участке Лойпишнюн, расположенном в зоне сочленения Мончеплутона и Мончетундровского массива, скважинами неоднократно пересекались ультраосновные породы, близкие по химическому составу и петрографическим особенностям породам Дунитового блока. Они представляют

собою тектонизированные и частично перемещенные фрагменты Дунитового блока, некоторые из которых содержат хромитовое оруденение.

Помимо них, ультраосновные породы были пересечены глубокой структурной скважиной М-1 на глубине 2027-2377 м и старой скважиной С-765 на глубине 1400-1600 м. Породы, вскрытые скважиной М-1, слагают мощное пластовое тело, сложенное преимущественно гарцбургитами. Краевые зоны представлены мелкозернистыми ортопироксенитами и меланоноритами, представляющие собою закалочные породы. Тело залегает в породах архейского фундамента, значительно ниже габброидов Мончетундровского массива, будучи отделенными от них мощной зоной бластокатаклазитов и бластомилонитов. В скважине С-765 ультрабазиты непосредственно контактируют с габброидами. По своим петрогеохимическим и минералогическим особенностям данные ультрабазиты значительно отличаются от пород Дунитового блока, что будет рассмотрено в главе 5, и представляют собою, по нашему мнению, породы, выполняющие подводный канал Мончеплутона или так называемые его корни.

Вопрос о положении хромитоносных пород Дунитового блока в сводном разрезе Мончеплутона является дискуссионным и долгое время обсуждался в литературе. Многие геологи (Козлов, 1973; Докучаева, 1978; Neradovsky et al., 1997) рассматривали их в качестве наиболее ранней фазы, предшествующей формированию основной части пород Мончеплутона, основываясь на наличие ксенолитов дунитов в нижележащих норитах и плагиосодержащих ортопироксенитах. И в этом случае дуниты и заключенные в них хромититы представляются в виде линзовидного тела (пластины) или гигантского ксенолита. Однако эта гипотеза не подтвердилась, так как нами было установлено, что дуниты, а также хромититы слагают ксенолиты не в интрузивных породах, а в дайковых телах основного состава. Отсутствуют также данные об интрузивном взаимоотношении дунитов с окружающими ультраосновными породами НКТ или горы Сопча.

Об относительном времени формирования пород Дунитового блока и его тектонизированных фрагментов на участке Лойпишнюн можно судить на основании U-Pb датирования циркона из дайкообразных тел, прорывающих дуниты. Возраст циркона колеблется в пределах 2506-2487 млн лет (глава 10), т.е. внедрение наиболее ранних даек происходило уже на позднеинтрузивной стадии становления Мончеплутона. Из этого следует, что остывание пород Дунитового блока и закрытие U-Pb изотопной системы происходило не позднее формирования Мончеплутона.

Для реконструкции первичного положения пород Дунитового блока нами были детально изучены разрезы двух скважин: разведочной 1651 и структурно-поисковой М-20, пробуренных в центральной части Сопчеозерского месторождения (рис.4.2). Скважины пересекают первичные контакты дунитов, содержащих рудную хромитовую залежь, и подстилающих ортопироксенитов и гарцбургитов. Последние слагают зону ритмичного переслаивания, подобную той, что наблюдается в массиве НКТ, в районе горы Ниттис.

Ниже приведены два поперечные разреза Сопчеозерского хромитового месторождения, на которых отражено положение скважин 1651 и М-20 (рис.4.3, 4.4).

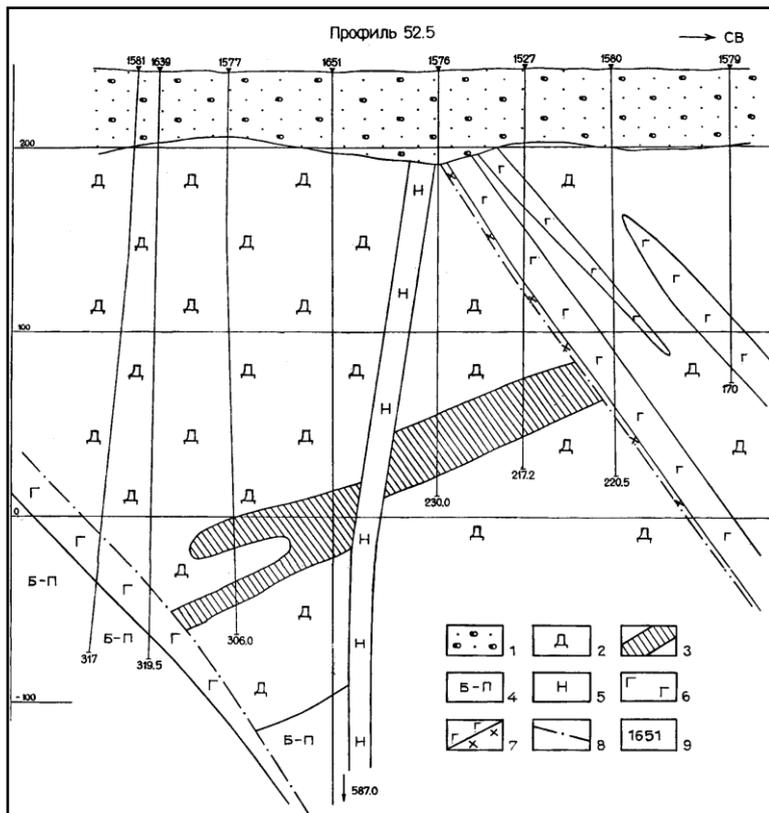


Рис.4.3. Поперечный разрез центральной части Сопчеозерского месторождения и положение на нем скважины 1651, вскрывшей нижний контакт дунитов.

1 - морена; 2 - безрудные дуниты; 3 - рудная залежь; 4 - переслаивание ортопироксенов и гарцбургитов; 5 - дайки меланоноритов-плагиоортопироксенов; 6 - дайки крупнозернистых габброидов; 7 - дайки микрогаббро и микрогранитов; 8 - зоны тектонических нарушений; 9 - буровая скважина и ее номер

Обобщенный разрез по скв. 1651 выглядит следующим образом:

50-242.8 м - неизменные безрудные дуниты, прорванные маломощными дайками габбро и жилами диоритов и микрогранитов и содержащие вкрапленность хромита в пределах 1-5 об. %;

242.8-260.2 м - рудный пласт, сложенный бедными и богатыми полосчатыми хромитовыми рудами, содержащими включения неизменного оливина; прорывается маломощной дайкой габбро;

260.2-322.7 м - слабосерпентинизированные безрудные дуниты и маломощные зонки рассланцевания;

322.7-351.5 м - дайка крупнозернистых, частично амфиболизированных габброидов; верхний ее контакт нарушен зонкой рассланцевания; дуниты на контакте серпентинизированы;

351.5-373.5 м - неравномерно хлорит-серпентинизированные безрудные дуниты и гарцбургиты с 2-3% хромита;

373.5-428.1 м - мелко-среднезернистые массивные ортопироксениты и плагиоортопироксениты с редкими зонками рассланцевания, в пределах которых породы оталькованы;

428.1-441.3 м - мелко-среднезернистые гарцбургиты с пойкилитовой структурой, хлорит-серпентинизированные вблизи редких зонок рассланцевания;

441.3-465.5 м - мелко-среднезернистые массивные ортопироксениты, отделенные от вышележащих гарцбургитов маломощной дайкой габбро (441.3-444.9 м);

465.5-587 м - зона ритмичного переслаивания ортопироксенитов и гарцбургитов с постепенными переходами (в пределах 3-5 см) между ними.

Обобщенный разрез по скважине М-20 имеет более сложный характер (рис.4.4). От поверхности до глубины 388.5 м залегают дуниты, прорванные многочисленными жилками микрогранитов. Их положение часто нарушается зонками интенсивного рассланцевания и милонитизации. На глубине 158.3-171.6 м был вскрыт рудный пласт, сложенный преимущественно богатыми полосчатыми рудами.

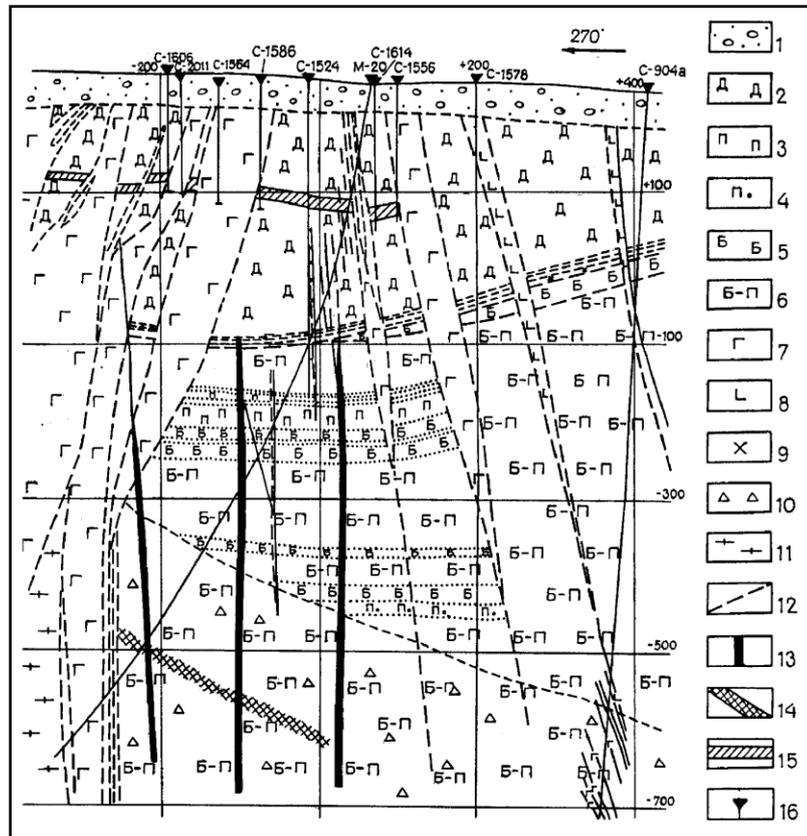


Рис.4.4. Поперечный разрез центральной части Сопчезерского месторождения и положение на нем скв. М-20.

1 - морена; 2 - безрудные дуниты; 3 - гарцбургиты; 4 - плагио-гарцбургиты; 5 - ортопироксениты; 6 - переслаивание ортопироксенитов и гарцбургитов; 7 - дайки крупнозернистых габбро и меланоритов; 8 - дайки метадолеритов; 9 - жилы микрогранитов;

10 - гранофиры в виде жил и цемента брекчий; 11 - гнейсы архейского комплекса; 12 - тектонические нарушения; 13 - сульфидные жилы; 14 - придонная залежь вкрапленных сульфидных руд; 15 - рудная залежь хромитов Сопчеозерского месторождения. Разрез по данным комбината «Североникель» с авторскими исправлениями и добавлениями

На глубине 388.5 м обнаружен хорошо сохранившийся первичный контакт между массивными дунитами (вверху) и подстилающими порфиroidными гарцбургитами с пятнистой текстурой (внизу), которые продолжаются до глубины 399.6 м. В интервале 399.6-923.5 м наблюдается расслоенная зона, для которой установлено переслаивание ортопироксенитов и гарцбургитов. Ортопироксениты преобладают в разрезе зоны, а гарцбургиты образуют слои мощностью от 0.4 до 2.0 м. Породы часто брекчируются, цементом брекчий является гранофир. Общее количество брекчированных пород достигает 25-30%. Ниже по разрезу (инт. 923.5-967.5 м) залегают измененные гарцбургиты и меланократовые оруденелые нориты с вкрапленностью сульфидов, которые контактируют с вмещающими породами - интенсивно рассланцованными и милонитизированными биотит-амфиболовыми гнейсами, прорванными сильно рассланцованными дайками основного состава (инт. 967.5-983.7 м).

Таким образом, обе скважины пересекли нижний контакт пород Дунитового блока, и прошли значительную часть разреза массива НКТ. Одна из них (скв. М-20) вошла в подстилающие породы архейского комплекса. И в обоих случаях мы имеем дело со слабо тектонически нарушенными первичными контактами между дунитами и подстилающими ортопироксенитами - гарцбургитами, что позволяет сделать вывод: породы Дунитового блока залегают на расслоенной зоне или зоне ритмичного переслаивания НКТ Мончеплутона. По комплексу признаков они не могут представлять собою раннюю фазу, ксенолит или позднюю фазу, секущую Мончеплутон.

Для дополнительного изучения контакта была отобрана серия образцов из керна скв. 1651 и выполнен микрозондовый анализ силикатных и рудных минералов. На рис.4.5. отражено изменение состава оливина, ортопироксена и хромита по разрезу и непосредственно на контакте дунитов и подстилающих пород, что можно наблюдать в пределах одного шлифа (гл. 373.5 м).

В результате анализа приведенного графика устанавливается, что составы оливина, ортопироксена и хромита закономерно варьируют по разрезу, при этом наиболее сильно они изменяются в пределах рудного пласта. Для аксессуарного хромита устанавливается следующая закономерность: при приближении к рудному пласту в нем увеличивается отношение $Mg/Mg+Fe^{2+}$ и $Cr/Cr+Al$. Аналогичное явление обнаруживают и хромиты из нижележащей зоны переслаивания, однако при меньшем содержании Cr и Mg . В пределах контакта хромитоносных дунитов и нижележащих ортопироксенитов в составе хромита уменьшается содержание Cr_2O_3 и уменьшаются отношения $Mg/Mg+Fe$ и $Cr/Cr+Al$, которые возрастают в гарцбургитах, переслаивающихся с ортопироксенитами.

Таким образом, состав хромита четко коррелируется с составом пород или руд без значительных нарушений в зоне контакта.

Составы оливина в дунитах и гарцбургитах близки и отвечают более магнезиальной разновидности, чем в ортопироксенитах. Максимальное же

содержание форстерита в оливине устанавливается в нижней части рудного пласта, что является характерным для всего Сопчеозерского месторождения.

Приведенные данные полностью отрицают наличие каких-либо контактовых преобразований, которые неизбежно возникли в случаях, если бы дуниты являлись ксенолитами или внедрялись в виде поздней фазы. В то же время формирование дунитов и хромититов после ортопироксенитов нарушает принцип кристаллизационной дифференциации. Возможны следующие варианты: 1) массовая кристаллизация хромита могла привести к увеличению магнезиальности расплава и кристаллизации высокомагнезиального оливина из-за большего сродства железа с хромом; 2) дуниты и хромититы могли кристаллизоваться из дополнительной порции более высокотемпературного расплава, который поступал из подводящего канала, расположенного на месте сочленения двух камер или субмеридиональной и субширотной ветвей. Фрагменты канала вскрыты по нашим данным скважиной М-1 (глава 5).

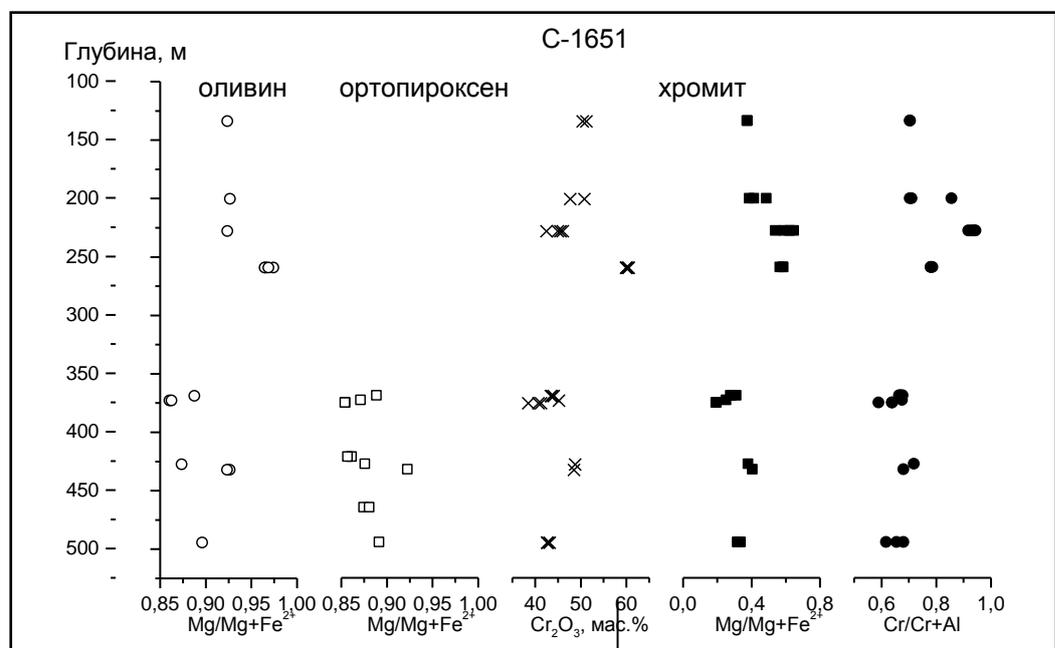


Рис.4.5. Изменение химического состава главных породообразующих (оливин, ортопироксен) и рудных (хромит) минералов по разрезу скв. 1651

После массовой кристаллизации оливина и хромита, но еще до полного охлаждения магматической «каши», могли произойти подвижки и перемещение в горячем состоянии кумулятивного осадка в северо-восточном направлении. Доказательством этого являются обнаруженные нами пластические деформации оливина и, в меньшей мере, хромита, широко развитые в породах Дунитового блока. В этом случае положение дунитов является вторичным в результате надвигания на породы расслоенной зоны Мончеплутона в виде горячего клина. В свою очередь, это привело к возникновению субвертикальных ослабленных тектонических зон, в которые внедрились расплавы уже основного состава, застывшие в виде дайковых тел. На сегодня представляются реальными оба

варианта. К этому вопросу мы вернемся при рассмотрении Сопчеозерского месторождения хромитов, залегающего в пределах блока, после детального обсуждения данных о составе пород и минералов.

Необходимо отметить также, что в широко известных других расслоенных интрузиях докембрийского возраста - Бушвельд, Стиллуотер (Layered Intrusions, 1996), хромититы закономерно встречаются преимущественно в нижних частях разрезов и нет ни одного случая наличия самостоятельного тела ультраосновных пород, обогащенных хромитом, пространственно совмещенного с расслоенными массивами. В интрузии Бушвельд хромитовые слои, включая риф Меренского, сосредоточены в расслоенной серии, залегающей на базальной серии, сложенной переслаивающимися гарцбургитами и ортопироксенитами. В интрузии Стиллуотер хромититы занимают иное положение. Они сосредоточены в перидотитовом горизонте ультраосновной зоны, залегающего на ортопироксенитах и перекрытого верхними ортопироксенитами и норитами. Различное положение занимают хромититы и в хромитоносных интрузиях Балтийского щита - Кеми, Аканваара и Койтелайнен в Северной Финляндии (Alapieti et al., 1990; Mutanen, 1997) и Бураковской в Восточной Карелии (Металлогения Карелии, 1999; Sharkov, Smolkin, 1998). Хромититы, как правило, ассоциируют с разными породами - гарцбургитами, ортопироксенитами, норитами, или реже габбро и анортозитами, однако при этом закономерно изменяется состав главной рудной фазы - хромита в полном соответствии с изменением физико-химических условий - температуры расплава, фугитивности кислорода, активности и содержания компонентов.

Выводы

1. По данным изучения буровых скважин, породы Дунитового блока залегают на зоне ритмического переслаивания ортопироксенитов и гарцбургитов НКТ (или северо-восточной камеры Мончеплутона). Они не являются ксенолитом, ранней или поздней фазой, а представляют собою закономерный член общего разреза Мончеплутона, залегание которых нарушено в результате многократных тектонических подвижек. В районе Дунитового блока установлено увеличение мощности общего разреза, обусловленного близостью к корням Мончеплутона. Породы верхней части разреза на сегодня не известны, однако судя по латеральной зональности, связанной с переходом дунитов в плагиодуниты и плагиогарцбургиты, перекрывающие породы могут быть представлены плагиоклазсодержащими ультраосновными и, возможно, основными породами.

2. Дунитовый блок прорывается мощными дайками крупнозернистых пород основного состава, обогащенных флюидом, внедрение которых происходило в еще не остывшие породы ультраосновного состава. В последующем дуниты, как и подстилающие породы зоны переслаивания НКТ, испытали воздействие кислых расплавов с образованием гранофилов, представляющих собою продукты палингенных выплавов из вмещающих пород кислого состава архейского возраста.

3. Ультраосновные породы Дунитового блока и составляющие их железо-магнезиальные силикатные минералы испытали в позднемагматический этап интенсивные пластические деформации в условиях повышенных температур и давления. Время этих деформаций не определено, но по

петрологическим данным они происходили еще до окончательного охлаждения пород Мончеплутона и, по-видимому, предшествовали внедрению даек основного состава.

4.3. Рудный пласт «330» горы Сопча и его происхождение

Открытие в начале 1930-х годов на западном склоне горы Сопча месторождения сульфидных руд, названного рудным пластом «330», привело к многолетней дискуссии о происхождении месторождения и пласта в целом (Елисеев, 1953; Козлов, 1973; Шарков, 1980; Конников, Орсоев, 1991; Орсоев и др., 1994; Нерадовский и др., 2002). Это обусловлено тем, что пласт, представляющий собою относительно маломощное, сложно построенное тело ультрабазитов, залегает в однообразных, безрудных, мономинеральных породах - ортопироксенитах, а сам содержит сульфидное, обогащенное платиной, оруденение.

Необычность рудного пласта «330» состоит еще в том, что он имеет тонкую ритмичную (или дюймовую) расслоенность, которая появляется в относительно монотонном разрезе горы Сопча. Расслоенность, внешне напоминающая слоистость осадочных пород, измеряется первыми сантиметрами и характеризуется чередованием дунитов, гарцбургитов и ортопироксенитов, что отличает ее от более крупной ритмической расслоенности в массиве НКТ.

Рудный пласт «330», залегая в верхней части толщи ортопироксенитов, прослеживается на дневной поверхности и буровыми скважинами по всему периметру на склонах горы Сопча на высоте 270-330 м (рис.4.6). Морфология пласта сложная, на разрезе меридионального направления он характеризуется мультислойной формой, а на субширотном разрезе имеет пологое падение на юго-восток. Для западной части пласта установлено выдержанное залегание, тогда как на востоке и юго-востоке он представлен в форме удлиненных линз.

Пласт неоднороден по своему внутреннему строению и сложен прерывистыми слоями оливиновых и оливинсодержащих пород: дунитов (ранее называемых оливинитами), перидотитов (гарцбургитов), оливиновых пироксенитов и полевошпатовых оливиновых пироксенитов общей мощностью от 1 до 5 м. При этом количество пород, обогащенных оливином, уменьшается в восточном направлении и на восточном склоне горы Сопча дуниты и гарцбургиты отсутствуют. В этом же направлении уменьшается количество оруденелых пород с сульфидной платино-медно-никелевой минерализацией и меняются характеристики сульфидной минерализации - уменьшается набор сульфидов и увеличивается роль пирротина (Нерадовский и др., 2002).

Положение пласта часто нарушается поперечными нарушениями взбросового и сбросового типа с амплитудой смещения от нескольких метров до десятка метров. Наряду с ним наблюдаются отдельные тела сложной формы, принадлежность которых к единому пласту является предметом дискуссий. Е.К.Козловым (1973) они описывались как гигантские ксенолиты. По данным проведенных нами исследований, часть из них представляет собою тектонически смещенные блоки пласта, а часть - фрагменты более мелких линз-сателлитов.

Выходы рудного пласта были исследованы нами на западном (в районе карьера) и восточном склонах горы Сопча с детальным отбором образцов и проб. Помимо этого, были изучены материалы бурения отдельных скважин, пробуренных до 1970-х годов с целью поисков и изучения рудных

концентраций. Судя по ним, пласт продолжается и в нескрытой эрозией части массива, разделяясь нарушениями на три сегмента: западный, центральный и восточный, из которых наиболее мощным и рудоносным является западный.

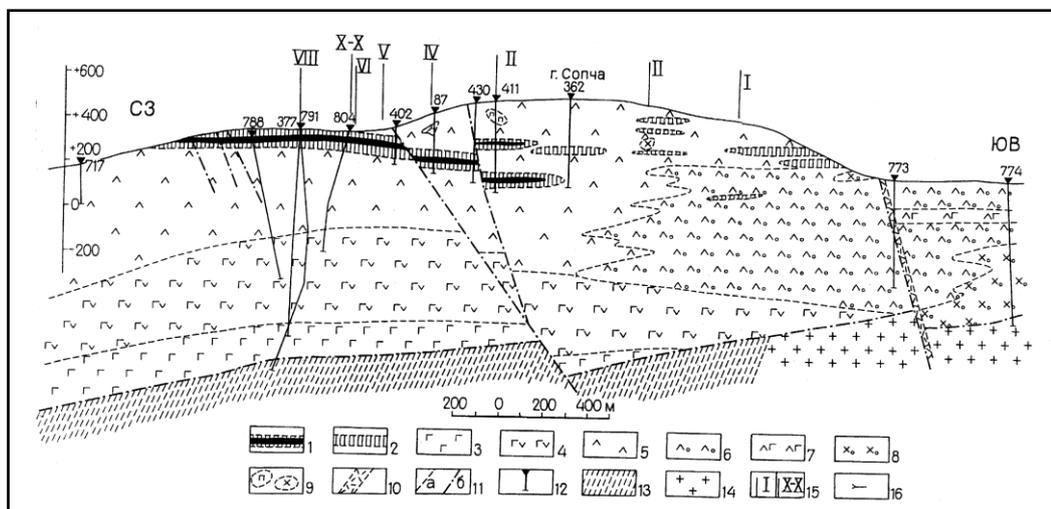


Рис.4.6. Схематический продольный геологический разрез массива горы Сопча и положение в нем рудного пласта «330».

1 - породы рудного пласта «330»; 2 - породы линз, сложенных ортопироксенитами, оливиновыми ортопироксенитами и плагио-пироксенитами; 3 - гарцбургиты; 4 - зона переслаивания гарцбургитов, оливиновых ортопироксенитов и ортопироксенитов; 5 - ортопироксениты; 6 - переслаивание плагио-пироксенитов и меланократовых норитов; 7 - переслаивание оливиновых норитов и плагиоклаз-оливиновых ортопироксенитов; 8 - меланократовые нориты; 9 - ксенолиты норитов, габброноритов, дунитов и пойкилитовых перидотитов; 10 - дайки основных пород и лампрофиров; 11 - границы пород (а) и контакта массива (б); 12 - скважина и ее номер; 13 - гнейсы и кристаллические сланцы архейского комплекса; 14 - гнейсовидные гранодиориты. Составлен Ю.Н.Нерадовским и др. (2002) по материалам поисковых работ

В вертикальном разрезе рудного пласта, в районе наибольшей его мощности - на западном склоне горы Сопча (рис.4.7) выделяются шесть зон (снизу вверх): 1) зона ортопироксенитов мощностью 10-20 см, содержащих редкие так называемые «псевдобрекчии» оливиновых ортопироксенитов, имеющие сложную форму и относительно небольшой размер (до 3-4 см в поперечнике); 2) зона дунитов мощностью 40 см; 3) зона (или горизонт) ритмического переслаивания гарцбургитов и ортопироксенитовсодержащих дунитов с мощностью прослоев 2-5 см и общей мощностью 50 см; 4) зона полосчатых гарцбургитов-ортопироксенитов мощностью 105 см; 5) зона слабополосчатых гарцбургитов с «псевдобрекчиями» оливинсодержащих ортопироксенитов мощностью 50 см; 6) зона мономинеральных ортопироксенитов с крупными линзами плагиоклазсодержащих крупнозернистых разновидностей мощностью

165 см. Последняя зона постепенно вверх по разрезу сменяется оливиновыми ортопироксенитами, а затем ортопироксенитами, сходными с породами, подстилающими ритмически расслоенный горизонт.

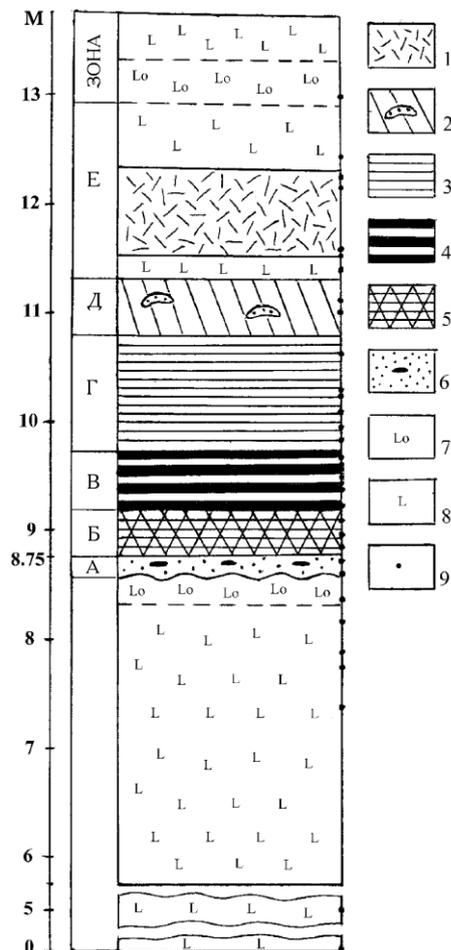


Рис.4.7. Обобщенный вертикальный разрез пласта «330» в районе карьера и места отбора образцов. 1 - ортопироксенит с крупными линзами плагиоклазосодержащих крупнозернистых разновидностей; 2 - слаболосчатый гарцбургит с «псевдобрекчиями» оливинсодержащего ортопироксенита; 3 - полосчатый гарцбургит-ортопироксенит; 4 - ритмическое переслаивание гарцбургита и ортопироксенитов; 5 - дунит; 6 - ортопироксенит с «псевдобрекчиями»; 7 - оливиновый ортопироксенит; 8 - ортопироксенит; 9 - места отбора образцов и проб

На восточном склоне общий разрез рудного пласта меняется: отсутствуют обогащенные оливином породы - дуниты и гарцбургиты, а также крупнозернистые и обогащенные сульфидами породы. Пласт преимущественно сложен оливиновыми ортопироксенитами. Залегание пласта нарушено поперечными разломами с амплитудами смещения до 50 м. Ниже его по склону наблюдаются тектонизированные фрагменты маломощного пласта, породы которого претерпели интенсивное брекчирование и метаморфические преобразования. Ниже его в ортопироксенитах залегают линзы норитов и оливиновых норитов.

Заслуживает отдельного рассмотрения нижний контакт между породами рудного пласта и подстилающими породами. К нему приурочены так называемые «псевдобрекчии», которые многими геологами (Козлов, 1973) рассматривались как ксенолиты дунитов, сцементированные ортопироксенитами, и на этом основании ортопироксениты относились к более поздним образованиям по отношению к породам рудного пласта. В результате детального их изучения было установлено, что они представляют собою фрагментарные образования различной формы - от близкой к округлой до микроскладчатой, сложно дислоцированной в результате вязкопластичного течения (рис.4.8), и поэтому не могут быть отнесены к ксенолитам.

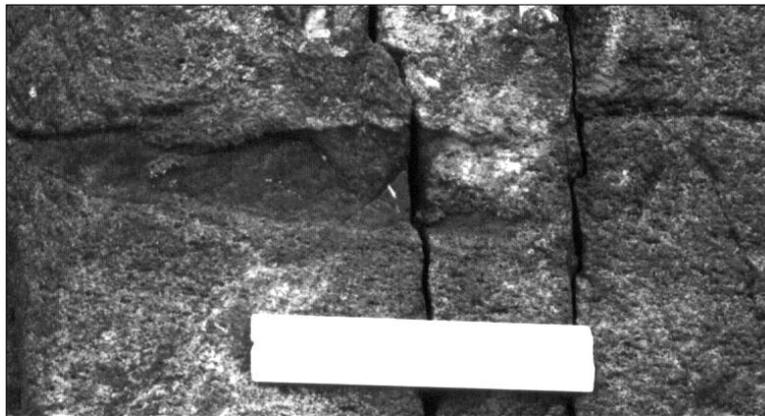
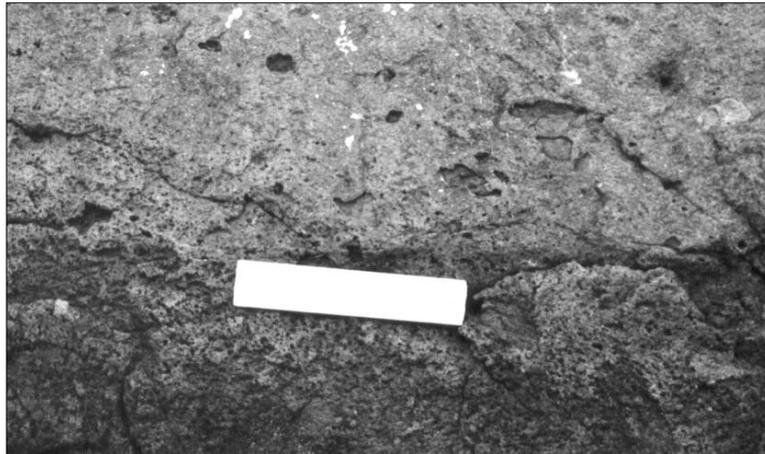


Рис.4.8. Нижняя зона с «псевдобрекчиями», залегающими вблизи нижнего контакта рудного пласта «330». Фотографии обнажений в районе карьера. Длина линейки 15 см

Судя по их морфологии, они представляют собою фрагменты подвергнутого магматической эрозии первого снизу слоя оливинового кумулата, который начал откладываться на ортопироксеновом кумулате. Составы минералов, слагающих "псевдобрекчию" и перекрывающие породы (дуниты-гарцбургиты), идентичны. Характерной их особенностью являются значительные вариации состава даже в пределах одного шлифа.

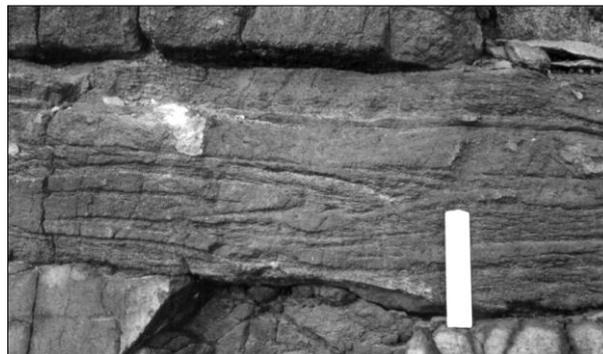
Вышерасположенная зона ритмического переслаивания (или зона дюймовой расслоенности) наблюдается в большинстве обнажений рудного пласта, в нижней его части (рис.4.9). Она характеризуется чередованием обогащенных и относительно обедненных оливином пород: гарцбургитов и ортопироксенитов, гарцбургитов и дунитов, оливинных и безоливиновых ортопироксенитов. Мощность слоев колеблется от 2-3 до 5-6 см, реже 10-12 см, она достаточно выдержанная в пределах видимой части обнажений (100-300 м). Границы между слоями резкие, однако в шлифах она определяется менее четко и проводится по границам зерен оливинового кумулата. Относительно часто наблюдаются нарушения ритмичности, которые имеют различный характер.

В одних случаях происходили пластические деформации уже отложенных слоев кумулатов в сложные складки, в других случаях происходил размыв и смятие ранее отложенного оливинового кумулата в результате течения расплава.

А



Б



В



Рис.4.9. Зона полосчатых пород в рудном пласте «330» с ритмическим переслаиванием (А), часто нарушаемых пластическими деформациями (Б) или магматической эрозией (В) кумулятивных слоев в результате течения расплава. Фотографии обнажений на западном (в районе карьера) и восточном склонах горы Сопча

Эволюция состава пород и минералов. В нашем распоряжении имеется представительная коллекция анализов проб пород, отобранных по вертикальным разрезам в районе карьера. Пробы были проанализированы химическими методами (Геологический институт СО АН, г.Улан-Удэ) и методом ICP-MS (г.Нанси). В этих же пробах авторами (Д.А.Орсоевым и В.Ф.Смолькиным) в разные годы изучались порообразующие и рудные минералы микронзондовым анализом.

Для изучения изменения состава пород пласта построены обобщенные графики содержания компонентов по разрезу пласта в районе карьера. Один из них представлен на рис.4.10. Он характеризует очень сложную картину изменения концентраций MgO по разрезу, прямым образом связанную с изменением состава пород и их чередованием как в пределах пласта, так и в подстилающих и перекрывающих породах.

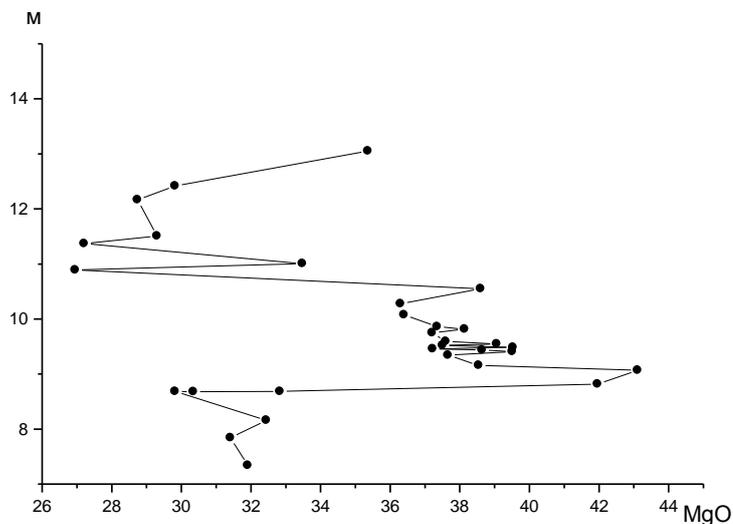


Рис.4.10. Изменение содержания MgO (мас. %) в породах рудного пласта «330» по вертикальному его разрезу в районе карьера (геологический разрез на рис.4.7)

Наибольшие изменения содержания MgO приурочены к нижнему и верхнему контактам рудного пласта и связаны с переходом от ортопироксенитов к дунитам и от гарцбургитов к оливиновым ортопироксенитам. При этом нижний контакт резкий, а верхний постепенный. Не менее сложная картина отражена на графиках, характеризующих поведение рудогенных компонентов Ni и S (рис.4.11). Они характеризуют неравномерное распределение рудной минерализации, преимущественно приуроченной к нижней и верхней частям рудного пласта. В центральной части пласта содержится сульфидная минерализация, обедненная никелем, но обогащенная медью.

В отличие от данных по поведению петрогенных и рудных элементов, распределение редких земель, нормированных к хондриту, носит принципиально иной характер (рис.4.12). Практически все, за редким исключением, породы, независимо от их состава, характеризуются низким содержанием РЗЭ, при относительной обедненности элементами группы Eu-Dy, что не типично для разреза Мончеплутона и является аномальным. Подобное распределение не может быть обеспечено кристаллизацией и фракционированием оливиновой или ортопироксеновой фазы, а имеет другие причины.

Рассмотрим состав главных породообразующих (оливина, ортопироксена) и рудных (акцессорного хромита) минералов. На рис.4.13 представлено изменение коэффициента железистости в оливинах и ортопироксенах по разрезу пласта.

При сравнении характера поведения MgO в породах (рис.4.10) и изменения состава силикатных минералов (рис.4.13) можно видеть, что они независимы. В одном и том же образце присутствуют фазы сильно различающиеся по железистости, что противоречит физико-химическим законам. Это утверждение справедливо как для оливина, так и ортопироксена. Максимальная контрастность устанавливается на нижнем контакте рудного пласта или контакте оливиновых ортопироксенитов и дунитов. Известно, что состав сосуществующих оливина и пироксена изменяется строго закономерно,

при этом железистость ортопироксена, в большинстве случаев, равна или несколько больше, чем оливина (Добрецов и др., 1970). Однако в нашем случае подобная закономерность отсутствует (рис.4.14).

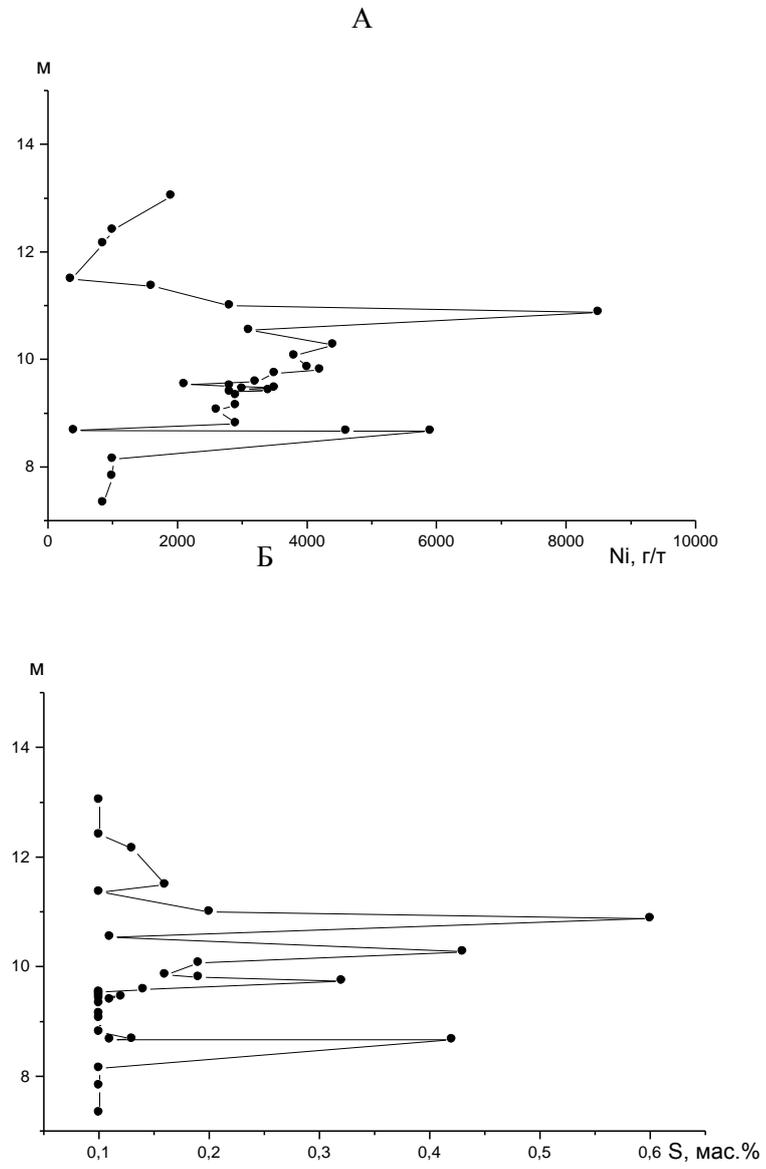


Рис.4.11. Изменение содержания Ni и S по вертикальному разрезу рудного пласта «330».

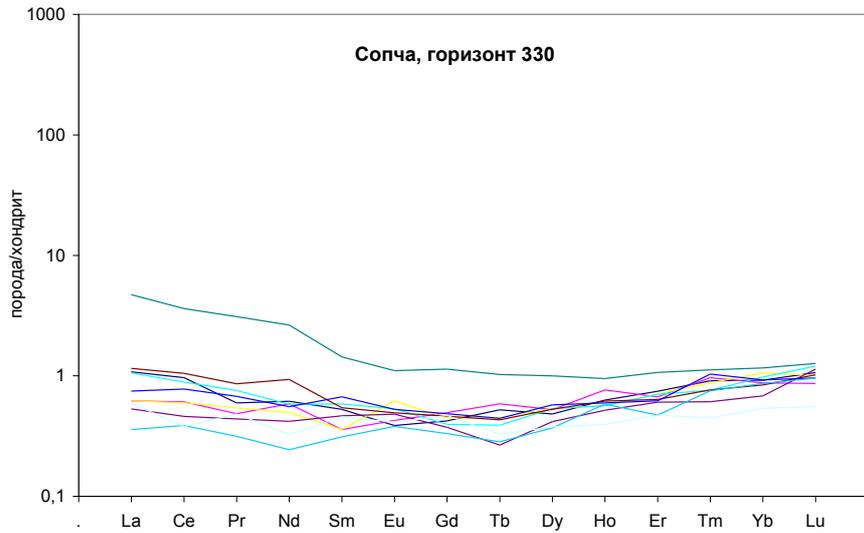


Рис.4.12. Спектры редких земель, нормированных к хондриту, в породах рудного пласта «330» горы Сопча.

А

Б

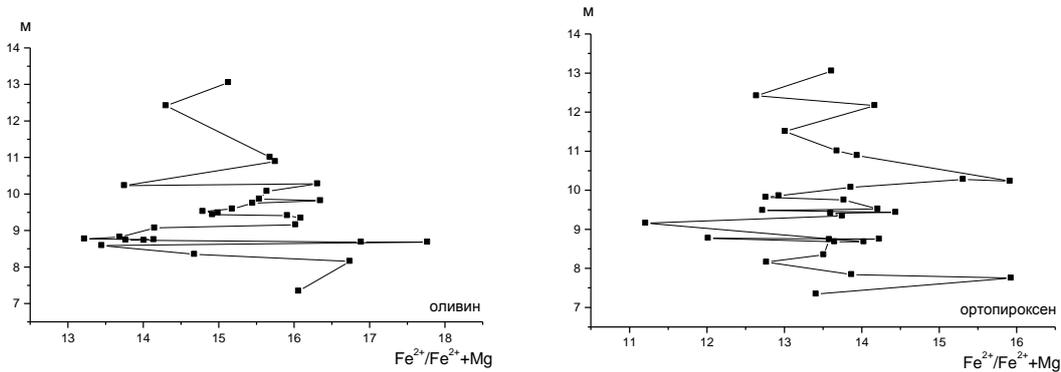


Рис.4.13. Изменение состава оливина (А) и ортопироксена (Б) по разрезу пласта «330»

Одновременно с силикатами был исследован состав акцессорного хромита, представленного в виде включений в оливине и ортопироксене, а также агрегатов зерен, расположенных в их интерстициях. Особое внимание было уделено зональным кристаллам, фиксирующим изменение физико-химических условий - фугитивности кислорода, концентраций хрома, железа, магния и алюминия, и уменьшение температуры кристаллизации.

Рис.4.15 иллюстрирует изменение коэффициента железистости в акцессорном хромите по разрезу пласта, которое, как и в случае силикатов, носит четко выраженный незакономерный характер. При этом значительные вариации установлены даже в одном аншлифе в оптически однородных зернах, которая еще больше усиливается в зональных зернах.

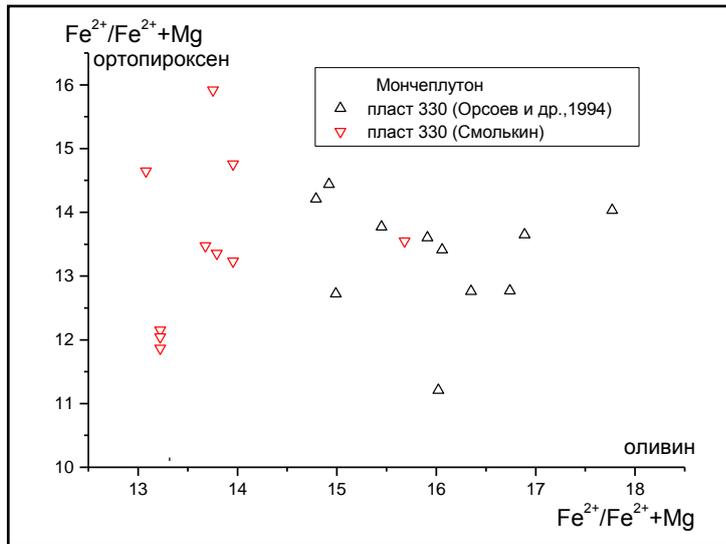


Рис.4.14. Соотношение железистости в сосуществующих оливине и ортопироксене в породах рудного пласта «330». Анализы минералов приведены отдельно по авторам

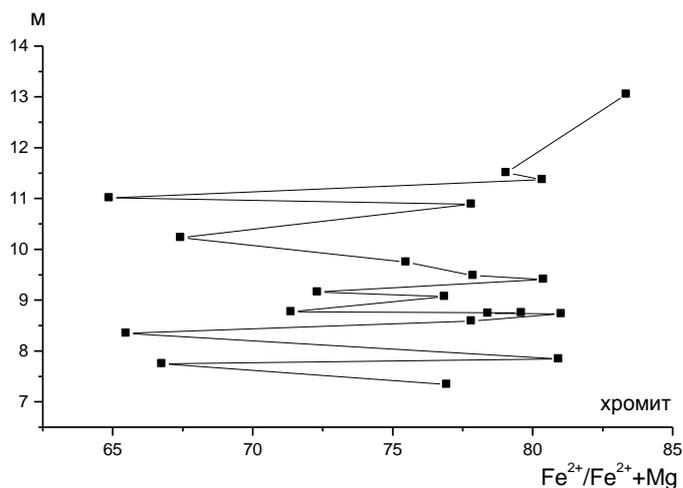


Рис.4.15. Изменение отношения $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ в акцессорном хромите в породах рудного пласта «330», по его вертикальному разрезу.

Для сравнительного анализа рассмотрим классификационный график Павлова (1979), на который нанесены анализы акцессорных хромитов из всех разновидностей пород Мончеплутона, включая Дунитовый блок (рис.4.16). На графике хромиты из рудного пласта занимают максимально возможные поля и практически перекрываются с хромитами из пород, залегающих в разных частях разрезов Мончеплутона, в том числе ультраосновного и основного состава. Такой диапазон изменения состава хромита в одном маломощном пласте является исключением и не наблюдается в других расслоенных интрузиях базит-ультрабазитов Балтийского щита, а также Стиллутере и Бушвельде.

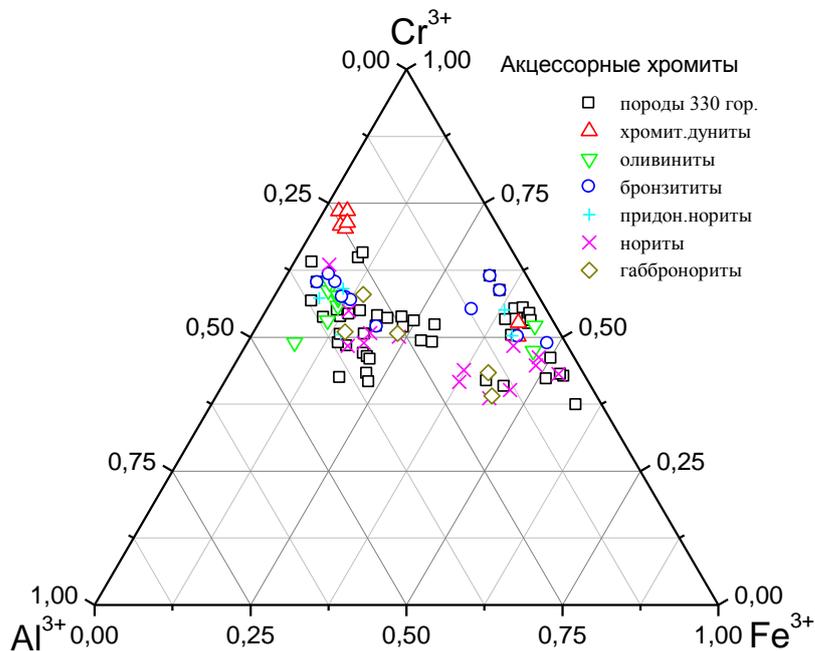


Рис.4.16. Состав акцессорных хромитов в породах рудного пласта «330», а также в ультрабазитах и базитах Дунитового блока, НКТ и Нюд-Поаз

Вышеприведенные данные по составу породообразующих и окисных минералов свидетельствуют о значительных нарушениях процесса кристаллизации расплава и явно неравновесном его характере, который осложнялся механическим перемешиванием или магматической эрозией кумулятивного осадка.

Распределение сульфидной минерализации. Для рудного пласта «330», в районе карьера типичным является неравномерное распределение сульфидов, границы обогащения которыми не совпадают с границами пласта, на что обращали внимание практически все исследователи (Елисеев, 1953; Козлов, 1973; Конников, Орсов, 1991; Нерадовский и др., 2002). Минимальное их количество приурочено к зоне дунитов и зоне переслаивания гарцбургитов и ортопироксенсодержащих дунитов. В заметных количествах (до 2-3 об.%) сульфиды фиксируются в зоне полосчатых гарцбургитов-ортопироксенитов, достигая максимума в ее верхней части. В рудах развита вкрапленность двух разновидностей: типичная интерстициальная, приуроченная к промежуткам между зернами оливина и ортопироксена, имеющая четкие, резкие контуры, и в виде субграфических сростков с метаморфическими минералами - актинолитом, хлоритом, тальком. Сульфидные вкрапленники по размерам варьируют от сотых долей миллиметра до 1-2 мм. Особенностью минерального состава оруденения пласта «330» является ассоциация сульфидов с окисными минералами - магнетитом и хромитом. Наибольшее количество магнетита наблюдается в нижней ортопироксенитовой зоне и зоне слабополосчатых гарцбургитов.

Главными сульфидными минералами являются пентландит, халькопирит, борнит, хизлевудит, миллерит, второстепенными - троилит, гексагональный пирротин, годлевскит, талнахит, путоранит, дигенит и другие редкие минералы. В разрезе пласта отчетливо выделяются два типа

парагенезиса. Наиболее распространенной является ассоциация сульфидов (пентландит, хизлевудит, халькопирит, борнит) с магнетитом, которая включает годлевскит, миллерит, дигенит, талнахит и пуноранит. Она характерна для зоны переслаивания, а также для зоны ортопироксенитов и зоны слабополосчатых гарцбургитов. Другая, более сернистая сульфидная ассоциация (пентландит, халькопирит и минералы группы пирротина) распространена в полосчатых гарцбургитах и в перекрывающих оливиновых ортопироксенитах. Между этими ассоциациями сульфидов установлены переходы. Вверх по разрезу, от зоны ритмического переслаивания к зоне полосчатых гарцбургитов-ортопироксенитов уменьшается количество магнетита среди сульфидов, снижается общая доля низкосернистых минералов никеля с повышением среди них роли миллерита, падает содержание борнита и дигенитов и дефицитных по сере минералов - талнахита и пуноранита, увеличивается количество халькопирита. На границах этих зон отмечается троилит, а в пентландите - обособления маккинавита. Далее вверх нарастает количество гексагонального пирротина, находящегося в сростаниях с троилитом, в незначительных количествах появляется пирит и практически исчезает магнетит. При снижении доли троилита в сосуществующем гексагональном пирротине широко развит линзовидный и пламенеvidный пентландит.

В нижней части разреза пласта наблюдается резкий скачок содержаний никеля (5900 ppm), меди (3100 ppm), S (0.42 мас. %). Далее вверх по разрезу наблюдаются их интенсивные колебания вплоть до зоны слабополосчатых гарцбургитов (рис.4.11). В этой зоне также фиксируется повышенное содержание рудных компонентов Ni (8500 ppm), Cu (5100 ppm), S (0,6 мас. %). Содержание S выше зоны слабополосчатых гарцбургитов по разрезу начинает снижаться, содержания Ni и Cu уменьшаются в зоне крупнозернистых ортопироксенитов. Некоторая несогласованность их поведения, которая наблюдается в ортопироксенитах, по-видимому, обусловлена относительным накоплением Cu за счет уменьшения доли Ni, который концентрируется преимущественно в оливине в силикатной форме. Именно этим можно объяснить высокий уровень содержания Ni (до 0.44 мас. %) в дунитах, где практически нет сульфидов, но необычно высоко его содержание в оливине (до 0.54 мас. %). В общем между распределениями Ni и Cu четкая корреляция часто нарушается, что свидетельствует об их нахождении их в разных фазах.

Закономерное распределение и последовательная смена минеральных ассоциаций рудных минералов в пласте «330» определялись флюидным режимом и, в первую очередь, особенностями изменения фугитивности кислорода и серы при кристаллизации высокомагнезильного, обогащенного никелем сульфидно-силикатного расплава.

Обсуждение. Вышеприведенные результаты позволяют реконструировать общую картину формирования рудного пласта «330» горы Сопча. По данным изучения оливина и ортопироксена в базальтовых расплавах и, в частности, в расслоенных интрузиях известно, что ортопироксен, как правило, имеет равную или большую железистость по сравнению с оливином (Добрецов и др., 1971). Это подтверждается и в отношении минералов Мончеплутона (Докучаева, 1974). В нашем же случае наблюдается обратная тенденция: оливин является более железистым, чем ортопироксен. Особенности вариаций состава оливина и ортопироксена также указывают на то, что появление рудного пласта в относительно монотонной ортопироксенитовой зоне

Мончеплутона может быть связано с резким изменением состава кристаллизующегося расплава. Аналогичный вывод вытекает из анализа пары оливин-хромит, так как точки их составов не укладываются на равновесную прямую, которая построена на основе природных данных по базит-ультрабазитам и результатам экспериментальных работ по кристаллизации базитовых расплавов (Малахов, 1979).

Таким образом, результаты изучения пород и минералов рудного пласта «330» свидетельствуют о нарушении равновесия процессов кристаллизации расплава. Очевидно на определенной стадии кристаллизации ортопироксенитов горы Сопчи, еще до их полной консолидации, произошло пульсационное внедрение новой порции более высокотемпературного магматического расплава, обогащенного магнием и отвечающего по составу перидотиту. Разные скорости термической и химической диффузии компонентов остаточного и вновь поступившего расплава обуславливают проявление здесь тонкой ритмической расслоенности, развивающейся на фоне фазовой расслоенности. Последняя зафиксирована сменой состава кристаллизующихся минеральных фаз по мере падения температуры в условиях направленной кристаллизации магмы от подошвы к кровле пласта (Конников, Орсов, 1991). При этом на первых порах произошло интенсивное перемешивание ранних и поздних фаз, что привело к незакономерному изменению состава сосуществующих минералов по разрезу пласта. Поздние фазы имели уже составы, близкие к равновесным.

В результате и по ходу кристаллизации новой порции силикатного расплава ультраосновного состава, первично обогащенного никелем и медью, происходило накопление рудогенных элементов и серы, что, в конечном итоге, привело к отделению сульфидного (или окисно-сульфидного) расплава от остаточного силикатного. Основная часть сульфидного расплава оставалась в пределах границ пласта «330», меньшая же часть проникала в нижележащие породы. Сульфиды кристаллизовались в виде агрегатов зерен или проникали по микротрещинкам в силикаты. На первом этапе сульфидная жидкость могла находиться в равновесии с остаточным силикатным расплавом, о чем свидетельствует близкий состав хромитовых фаз. По мере кристаллизации сульфидного расплава в нем происходило накопление серы, что привело к замене низкосернистых парагенезисов на высокосернистые, приуроченные преимущественно к верхней части пласта «330».

Выводы

1. На основании изучения геологического строения рудного пласта «330» горы Сопча, петрографических и петрохимических особенностей пород, состава породобразующих и акцессорных минералов установлен неравновесный характер кристаллизации материнского расплава. Причиной этого является пульсационное пополнение магматической камеры Мончеплутона, его восточной камеры (гора Сопча) свежей порцией высокотемпературного, недифференцированного высокомагнезильного расплава. Первоначально новый расплав внедрялся в западную часть массива горы Сопча, а в дальнейшем он перемещался в восточном и юго-восточном направлениях.

2. Кристаллизация нового расплава происходила в условиях сильно меняющихся температур и магматического перемешивания твердых и жидких

фаз. После выравнивания температур и массовой кристаллизации оливина, возобновлялась кристаллизация ортопироксена. Оливиновые кумулятивные слои, будучи еще в горячем состоянии, претерпели локальные, пластические деформации, обусловленные сползанием осадка по склонам мульд, осложняемые эрозией или размывом.

3. Сульфидное оруденение, в общем подчиняясь структуре пласта, имеет свои особенности распределения, которые согласуются с моделью отделения сульфидной жидкости от силикатного высокомагнезиального расплава в результате накопления рудогенных компонентов (Ni, Cu, S) в процессе его кристаллизации. Изменение режима летучих компонентов, которые характеризуются первоначально увеличением, а затем уменьшением давления серы при одновременном уменьшении, а затем существенном увеличении кислорода, привело к смене хромитовых парагенезисов сульфидными и сульфидно-окисными, а затем магнетитовыми.

4.4. Особенности строения «критического» горизонта горы Нюд

На западном и северо-западном склонах горы Нюд залегает так называемый «критический» горизонт, в пределах которого располагается месторождение вкрапленных и гнездово-вкрапленных руд, названное месторождением Терраса (рис.4.17). Вблизи его расположено месторождение сульфидных руд Нюд-II, вскрытое и отработанное в 1960-е годы открытым карьером.

Свое название «критический» горизонт получил из-за резкой смены оливиновых пород на безоливиновые, однако по своему строению и составу он не соответствует известной критической серии Бушвельдского лополита, сложенной переслаиванием хромититов, ортопироксенитов, норитов и анортозитов.

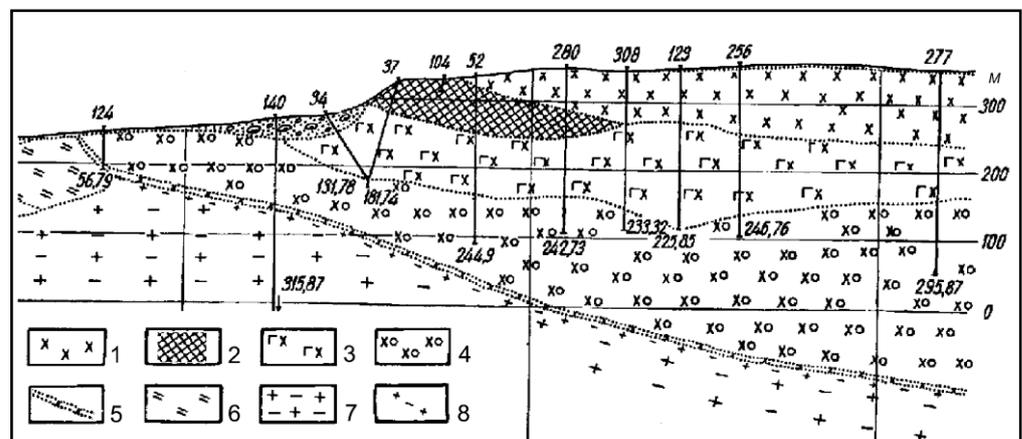


Рис.4.17. Схематический вертикальный разрез юго-западной части массива Нюд и «критического» горизонта в районе месторождения Терраса.

1 - нориты и габронориты; 2 - породы «критического» горизонта; 3 - оливиновые нориты; 4 - меланократовые пойкилитовые нориты; 5 - породы эндоконтактной зоны; 6 - гнейсы 10-й аномалии; 7 - гранодиориты архейского комплекса; 8 - разгнейсованные гранодиориты в зоне экзоконтакта. По данным поисковых работ Центрально-Кольской экспедиции

Внимание к «критическому» горизонту, залегающему в зоне перехода от нижележащих оливиновых норитов к нормальным норитам, обусловлено не только его рудоносностью, но сложным строением, которое трудно объяснить на основе модели расслоенности. В его пределах наблюдается незакономерное чередование мезо- и меланократовых норитов, плагиоортопироксенитов, габброноритов, гарцбургитов и интенсивно ороговикованных высокоглиноземистых сланцев, а также тел микроноритов и микрогабброноритов, смятых в сложные, часто плейчатые складки. Наибольшую мощность (до 50 м) горизонт имеет в районе месторождения Терраса, при движении на северо-восток мощность его в коренных обнажениях уменьшается до 20 м и менее. По материалам бурения горизонт на глубине быстро выклинивается в восточном направлении. Залегание его осложнено поперечными нарушениями, которые можно наблюдать на северо-западном склоне горы Нюд.

Сложное внутреннее строение горизонта отражено на карте-схеме, составленной Р.М.Галимзяновой на основе детального картирования участка в районе устья разведочной штольни (рис.4.18).

Мощность рудной зоны составляет до 20 м, она имеет неправильно-линзовидное внутреннее строение. Оруденение представлено вкрапленным, прожилково-вкрапленным и гнездовым типами с широкими вариациями содержания сульфидов (Горбунов и др., 1985). Сульфидная масса сложена преимущественно пирротинном с примесью пентландита, халькопирита и магнетита. Средний химический состав вкрапленных руд «критического» горизонта (в мас.%): Ni 0.32, Cu 0.32, Co 0.013, S 2.44; отношение Ni/Cu = 1.0, Ni/Co = 24.6; сумма ЭПГ = 5.69 г/т при отношении Pt/Pd = 0.62. Гнездово-шлировые руды обогащены Ni (3.21).

Происхождение горизонта вызывает острые дискуссии (Елисеев и др., 1956; Козлов и др., 1967; Козлов, 1973; Бартенев, Докучаева, 1975; Шарков, 1980, 1982). За время его длительного изучения были предложены множество гипотез, из которых наиболее популярным являются две:

1. «Критический» горизонт включает в себя высокоглиноземистые образования перекрывающих вмещающих пород и продукты их изменения, и поэтому представляет собою фрагмент кровли (Козлов, 1973).

2. «Критический» горизонт, содержащий ксенолиты вмещающих пород, претерпел внедрение дополнительной порции расплава норитового состава, обогащенной сульфидами и ЭПГ, и слагающей тела микроноритов (Шарков, 1982).

На ранней стадии изучения мнения о возрастной и стратиграфической принадлежности пород кровли расходились - одни относили их к архейским, другие к протерозойским образованиям.

Отметим те факты, которые могут явиться исходными предпосылками:

1. В пределах горизонта происходит четко выраженная смена оливиновых норитов и плагиогарцбургитов на безоливиновые нориты и габбронориты, однако эта смена носит сложный характер не отвечающей стратиграфической последовательности, типичной для расслоенных зон. Так, в ряде случаев наблюдаются секущие взаимоотношения норитов по отношению к оливиновым породам.

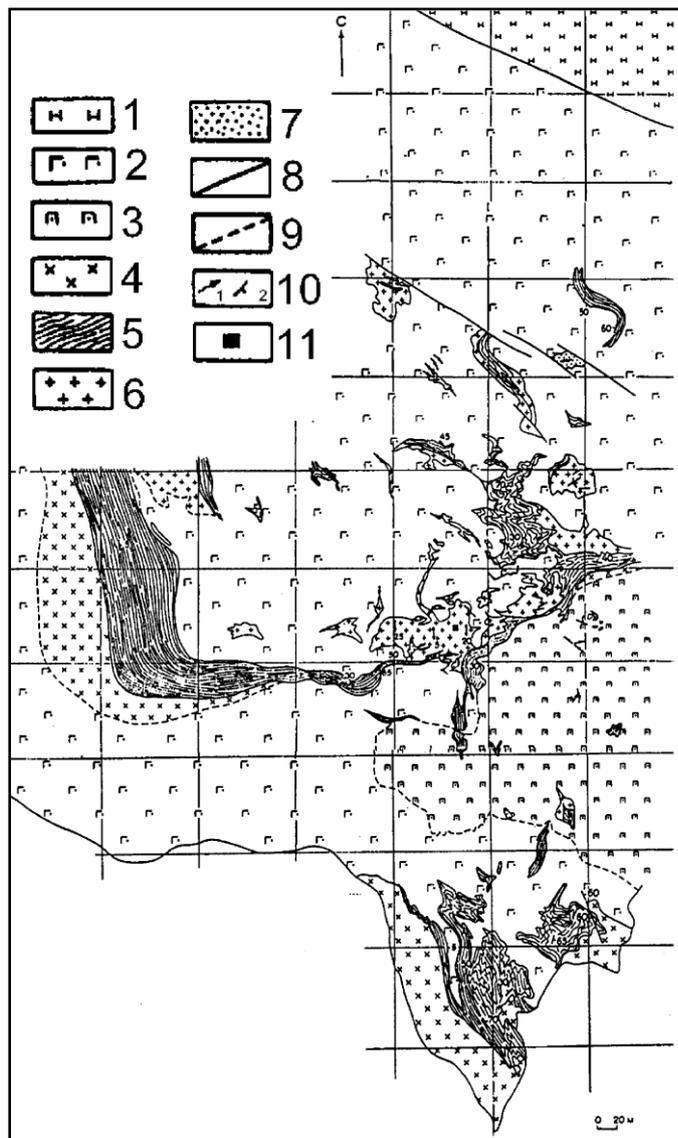


Рис.4.18. Схематический геологический план «критического» горизонта на участке центральной части месторождения Терраса.

1 - порфировидные нориты; 2 - нориты; 3 - оливиновые нориты; 4 - лейкократовые нориты; 5 - роговики или микронориты; 6 - крупнозернистые (пегматоидные) габбронориты; 7 - гнезда и жилы габбро-пегматитов; 8 - тектонические трещины; 9 - границы пород; 10 - элементы залегания линейности (1) и расслоенности (2); 11 - место отбора геохронологической пробы М2. Схема составлена Р.М.Галимзяновой (2002)

2. Горизонт содержит фрагменты неправильно-линзовидной формы высокометаморфизованных пород и мелкозернистых роговиков по ним, сложно дислоцированных в результате как пластических деформаций, так и постмагматических тектонических движений, но часто сохраняющих

реликтовую первичную слоистость. Ксенолиты ороговикованных пород в перекрывающих норитах не были обнаружены. Ксенолиты сложены шпинель - ортопироксен - кордиеритовым, плагиоклаз - кордиерит - ортопироксеновым и, реже, кварц-плагиоклазовым парагенезисом, и отвечают по химическому составу высокоглиноземистым и полевошпатовым гнейсам. Их аналоги находятся в подстилающих комплексах архейского фундамента, а не в составе осадочно-вулканогенного раннепротерозойского комплекса. В пределах фрагментов и на их контактах широко развиты маломощные обособления сложной формы, представляющие продукты их плавления.

3. В толще горизонта, на участках максимального насыщения фрагментами высокоглиноземистых образований, залегают тела мелкозернистых пород, имеющих преимущественно четкие и резкие контакты как с ороговикованными породами, так и норитами и габброноритами. Их структура весьма близка к роговиковой, отличаясь большей степенью раскристаллизации, а химический состав отвечает норитам. В отличие от даек крупнозернистых норитов, широко развитых в пределах Дунитового блока, они являются мелкозернистыми. Тела не содержат зон закалок или зон экзоконтактовых изменений вмещающих пород. Поэтому отнесение их к дайковым или иным, более поздним фазам является спорным.

4. «Критический» горизонт насыщен жильными и гнездообразными телами пегматитов и рудных пегматитов основного состава, приуроченных как к контактам различных пород, так и выполняющих системы субвертикальных трещин. Пегматиты не проникают в перекрывающие горизонт породы верхней части разреза горы Нюд. U-Pb возраст бадделеита и циркона из основных пегматитов колеблется от 2504 ± 2 до 2500 ± 5 млн лет, возраст цирконов из перекрывающих норитов равен 2497 ± 7 млн лет (глава 10), т.е. их образование не оторвано по времени от формирования всего Мончеплутона.

5. Фрагменты горизонта, сильно смещенные в результате сброса, наблюдаются и в месторождении Нюд-II, где они являются естественной границей рудного тела, сложенного оруденелыми меланократовыми норитами, пегматитами и жилами массивных сульфидных руд. Подстилающими породами являются оливиновые нориты.

В табл.4.1 представлена выборка химических составов основных типов пород по данным атомно-абсорбционного анализа, большой набор проб был исследован также ICP-MS. Микрогаббронориты спорного генезиса близки по содержанию главных пороодообразующих и рудных компонентов к вмещающим интрузивным породам, отличаясь от них относительно повышенным содержанием CaO и Al_2O_3 , но пониженным - MgO и суммарного FeO. Их спецификой является низкое содержание TiO_2 . Аналогами микроноритов и микрогабброноритов являются разнообразные по генезису и положению в структуре Мончеплутона породы, в том числе габбронориты придонной зоны НКТ, дайки габброноритов, секущие массив горы Ниттис, а также дайки габброноритов, залегающие на участке Приозерный. Роговики ксенолитов значительно отличаются от интрузивных пород по аномально высокому содержанию Al_2O_3 и низкому CaO, в нормативном их составе присутствует корунд. Для пегматитов характерным являются значительные вариации содержания главных и рудных компонентов, несколько повышенное содержание щелочей, однако в общем их состав в значительной степени перекрывается с составом вмещающих интрузивных пород.

Значительный разброс содержания компонентов в составе пород горизонта предполагает и большие вариации содержания редкоземельных элементов. На рис.4.19 приведены спектры РЗЭ, нормированных к хондриту, характеризующие породы горизонта. Пробы были детально отобраны по нескольким поперечным разрезам в пределах месторождения Терраса и они характеризуют практически все типы пород и их разновидности.

Таблица 4.1.

Химический состав пород «критического» горизонта
месторождения Терраса горы Нюд, мас. %

Компоненты	26	1517-1	1516	1517	М2	ПР-28
SiO ₂	52.60	50.27	52.89	44.42	52.22	53.51
TiO ₂	0.25	0.32	0.02	0.48	0.14	0.55
Al ₂ O ₃	10.77	13.60	13.45	31.05	13.84	8.74
Fe ₂ O ₃	2.22	2.70	2.25	2.62	2.27	3.62
FeO	7.54	8.37	4.19	4.35	5.34	7.23
MnO	0.15	0.13	0.12	0.05	0.13	0.14
MgO	13.99	13.26	9.48	9.48	10.68	15.54
CaO	8.62	6.08	13.44	0.38	10.16	4.91
Na ₂ O	1.51	1.56	1.77	0.50	1.95	2.05
K ₂ O	0.08	0.13	0.07	0.73	0.17	0.43
H ₂ O-	0.20	0.20	0.13	0.36	0.54	0.12
H ₂ O+	1.26	2.39	1.26	4.89	1.80	1.74
P ₂ O ₅	0.11	0.09	0.01	0.07	0.01	0.01
CO ₂	0.14	0.23	0.34	0.03	0.18	0.25
Собщ.	0.04	0.20	0.13	0.31	0.05	1.35
Cr ₂ O ₃	0.24	0.26	0.007	0.10	0.13	0.14
V ₂ O ₃	0.025	0.043	0.037	0.067	0.024	0.011
Ni	0.04	0.09	0.047	0.04	0.02	0.16
Co	0.009	0.011	0.008	0.008	0.005	0.013
Cu	0.01	0.09	0.015	0.032	0.012	0.27
Сумма	99.80	99.96	99.82	99.84	99.75	100.11
<i>f_i</i> , ат. %	27.71	31.38	36.60	28.35	28.07	27.50

ПРИМЕЧАНИЕ. 26 - оливинсодержащий норит; 1517-1 - амфиболитизированный норит; 1516 - амфиболитизированный микрогаббронорит; 1517 - мелкозернистый роговик по высокоглиноземистым породам; М2 - пегматит основного состава; ПР-28 - рудный пегматит. $f(\text{ат.}\%) = 100(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$. По данным атомно-абсорбционного анализа (Геологический институт КНЦ РАН).

Из анализа диаграммы следует, что несмотря на различный состав и происхождение пород горизонта, они имеют сближенные спектры РЗЭ. Характерным для них являются низкие содержания и относительная обогащенность легкими редкими землями по сравнению с тяжелыми. Породы разного состава несколько отличаются общими содержаниями РЗЭ и слабо выраженной положительной Eu-аномалией, однако в целом так называемый

оливиновый контроль слабо проявлен. Наиболее обогащенными РЗЭ являются пегматиты основного состава, которые относительно обогащены щелочами.

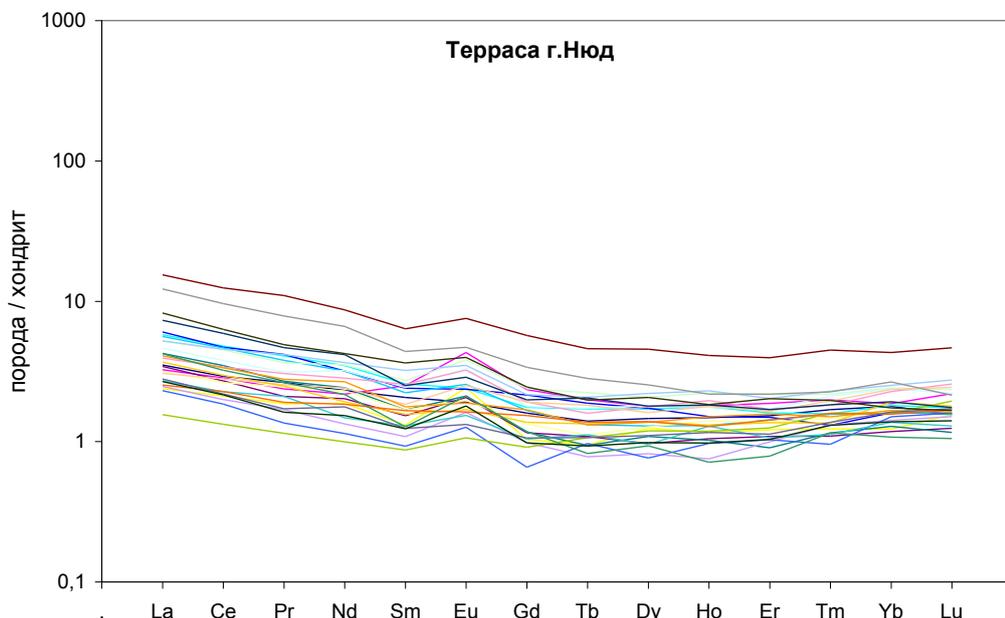


Рис.4.19. Нормированное к хондриту распределение содержания редкоземельных элементов в породах «критического» горизонта горы Нюд по данным ICP-MS

Дополнительную информацию можно получить, если мы сравним данные спектры и спектры всех пород Мончеплутона, приведенные в главе 5 (рис.5.10). На нем редкоземельные спектры горизонта занимают четко выраженное промежуточное положение между ультрабазитовыми (дуниты, гарцбургиты, оливиновые ортопироксениты) и базитовыми (нориты, габбронориты, пегматиты) породными парагенезисами, создавая иллюзию постепенных переходов между ними.

На основе анализа геологических данных по «критическому» горизонту горы Нюд, петро- и геохимических особенностей слагающих его пород, можно предположить, что породы в зоне «критического» горизонта представляют собой продукт смешения расплавов ультрабазитового и базитового составов, и ороговикovaných пород вмещающего архейского комплекса. Очевидно, на первом этапе горизонт представлял собою кровлю первичной камеры, первоначально заполненной высокомагнезиальным расплавом, кристаллизация которого обусловила образование оливинсодержащих пород.

На границе расплава и кровли, сложенной высокоглиноземистыми и кварц-полевошпатовыми архейскими гнейсами, возникли разнообразные контактовые эндо- и - экзоконтактовые гибридные породы (микронориты), роговики и сланцы. На втором этапе произошло новое поступление расплавов норит-габброноритового состава, которые внедрились уже в верхнюю часть камеры Нюд-Поаз, а затем перемещались в субгоризонтальном восточном направлении. При этом часть вмещающих ороговикovaných пород кровли

оказалась зажатой между первой и последующими порциями расплава, что привело к их дополнительному прогреву и сильным пластическим деформациям. Частично материал бывшей кровли подвергся плавлению с образованием жильного материала основного состава.

Необходимо отметить, что подобный случай не является уникальным. Одним из авторов (Смолькин, 1977а) были обнаружены и исследованы аналогичные образования, но другого состава (сульфидно-углеродистые сланцы), в никеленосной дифференцированной интрузии Пильгуярви (Печенгское рудное поле). Они, залегая между серпентинизированными перидотитами (верлитами) и перекрывающими их клинопироксенитами и габбро, также подверглись ороговиканию и частичному подплавлению, вблизи их контакта залегают габбро-пегматитовые жилы.

Магматический расплав в результате взаимодействия с породами бывшей кровли обогатился летучими соединениями, результатом этого явилось обилие крупнозернистых пород и пегматитовых жил. Очевидно, горизонт явился барьером для флюидного потока, так как жилы не проникают на большие расстояния в перекрывающие нориты. Контрастные по составу породы горизонта явились также своеобразным барьером для осаждения рудного сульфидного вещества. Взаимодействие расплава с вмещающими породами обусловило частичное обогащение их легкоплавкими компонентами, что привело к относительному снижению температур кристаллизации и последующему выжиманию расплава в виде жил в ранние трещины.

4.5. Проблема метагабброидов предгорья Вурэчуайвенч

На юго-восточной окраине Мончегорского плутона между широтной мульдой гор Нюд-Поаз и супракрустальными толщами западной части Имандра-Варзугской зоны на площади около 6 км² обнажаются габброиды, которые не вписываются в общую мульдообразную форму плутона и характеризуются лейкократовым составом, отличным от пород плутона (рис.4.20). Эти данные, а также интенсивные метаморфические преобразования послужили основанием для отнесения их к самостоятельному, более древнему интрузивному массиву (Елисеев и др., 1956; Козлов, 1973). Эта точка зрения была опровергнута в 1970-е годы на основании установленного постепенного перехода между породами гор Нюд-Поаз и предгорья Вурэчуайвенч (Имандра-Варзугская..., 1982). В последние годы выполнялись поисковые работы, в результате которых в средней части разреза предгорья Вурэчуайвенч был обнаружен горизонт с малосульфидным благороднометальным оруденением типа «риффа», детально описанный в работах (Гроховская и др., 2000, 2003). Горизонт прослеживается на поверхности и подсечен буровыми скважинами на глубине. В связи с проведением буровых работ появилась возможность детально изучить разрезы массива, уточнить его внутреннее строение и решить вопрос о его взаимоотношении с породами восточной камеры Мончеплутона.

Одновременно нами проводились изотопные U-Pb исследования цирконов из пегматоидных метагаббро-анортозитов. Полученные данные (2497±21 млн лет) свидетельствуют о сближенном времени формирования пород предгорья Вурэчуайвенч и горы Нюд (глава 10) и тем самым являются основанием для их объединения в единый массив.

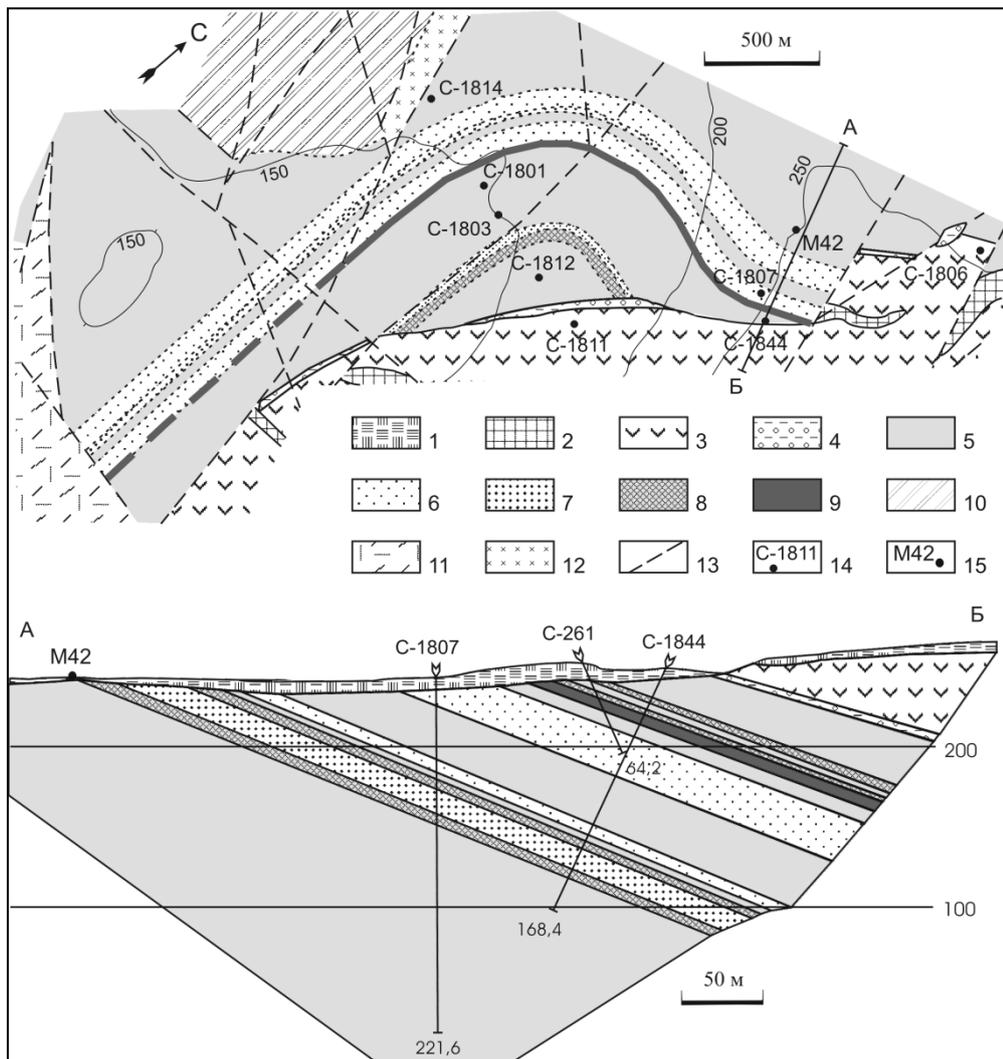


Рис.4.20. Схема геологического строения массива предгорья Вурçхуйайвенч и его вертикальный разрез по линии А-Б. По данным геолого-поисковых работ с упрощениями.

1 - морена; 2 - дайки пироксенитов; 3 - метабазалты кукишинской свиты; 4 - конгломераты и кора выветривания; 5 - метагаббронориты; 6-7 - среднезернистые (6) и мелкозернистые (7) метагаббронориты расслоенных горизонтов; 8 - анортозиты; 9 - рудный горизонт (оруденелый габбронорит); 10 - нориты горы Нюд; 11 - метаандезибазальтовые вулканиты арваренченской свиты; 12 - кварцевые диориты архейского комплекса; 13 - разломы; 14 - скважина и ее номер; 15 - место отбора геохронологической пробы М42

Массив предгорья Вурçхуйайвенч имеет моноклиальное залегание (рис.4.21). Его дно полого падает в южных румбах. С дном мульды гор Нюд-Поаз оно соединяется через перегиб, который устанавливается не только на

границе двух массивов, но закартирован в виде окна гнейсов, разделяющего коренные выходы норитов горы Нюд и оз.Морошково. Данные нориты большинством геологов включались в состав Мончеплутона. Породы массива прорывают диориты архейского комплекса и с угловым несогласием перекрываются основными вулканитами кукшинской свиты нижнекарельского комплекса. О несогласии свидетельствуют базальные конгломераты с галькой габброидов, перекрывающие интенсивно серицитизированные габброиды, и вышележащие слюдястые сланцы переотложенной площадной коры выветривания, на которых залегают лавовые потоки (Имандра-Варзугская..., 1982). Серицитизированные габброиды, базальные конгломераты и слюдястые сланцы подсечены на разных глубинах буровыми скважинами и они обнажены на дневной поверхности на западном склоне вершины (рис.4.20; 4.21).

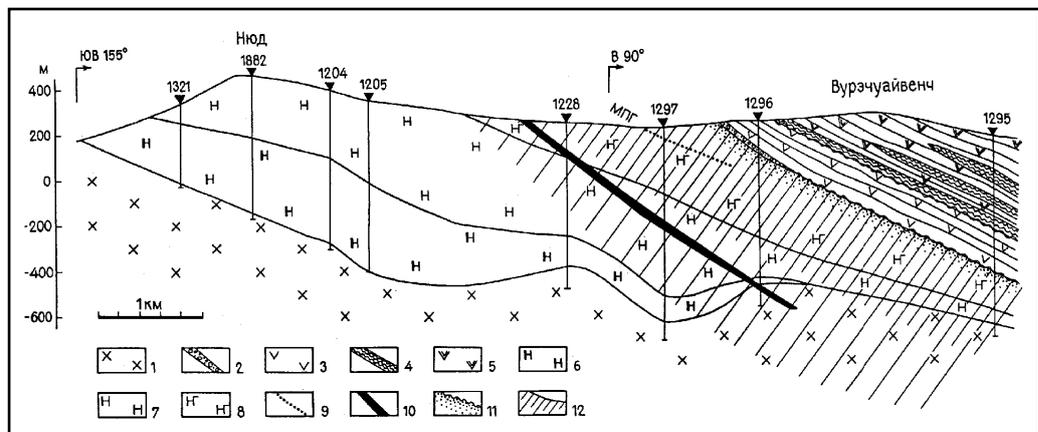


Рис.4.21. Геологический разрез массивов горы Нюд и предгорья Вурзчуайвенч.

1 - диориты архейского комплекса; 2 - базальные конгломераты и 3 - metabазальты кукишинской свиты, 4 - туфогенно-осадочные породы и 5 - метаандезибазальты сейдороченской свиты; 6 - меланориты, 7 - нориты с прослоями габброноритов, 8 - габбронориты с прослоями анортозитов, 9 - платиноносный горизонт с линзами и шлирами анортозитов; 10 - дайка меланократового микрогаббро; 11 - кора выветривания по габброидам; 12 - зона метаморфических преобразований габброидов

Максимальная вертикальная мощность интрузивных пород составляет 885 м, которая установлена в скважине 1297. В вскрытом ею разрезе представлены следующие породные ассоциации (снизу вверх): придонные мезократовые габбронориты (5 м), меланократовые нориты (110 м), мезократовые нориты (470 м), завершают разрез мезократовые метагаббронориты (300 м). Породы часто переслаиваются, поэтому границы между зонами проведены условно по кровле последнего слоя. Установленная макрорасслоенность связана не только со сменой минерального состава пород, но и с изменением размеров минеральных зерен. В мезократовых габброноритах, залегающих в верхней части разреза, встречаются единичные прослои габбронорит-анортозитов, а также два более выдержанных горизонта лейкогаббро и анортозитов в виде шлировидных и линзовидных обособлений, с которыми связаны повышенные концентрации

платиноидов малосульфидного типа (рис.4.20, 4.21). Они могут быть отнесены к образованиям типа «рифов», описанных в интрузии Стиллуотер.

Установлено четкое изменение характера разрезов массива по его латерали. Так, в восточном и юго-восточном направлении с удалением от мульды гор Нюд-Поаз выклинивается горизонт меланократовых норитов и уменьшается мощность мезократовых норитов, т.е. резко уменьшается роль норитов, которые являются ведущим типом пород в массиве Нюд-Поаз (рис.4.21).

В разрезе, вскрытом скважиной 1297, резкие интрузивные границы не установлены, а переходы между всеми породами согласуются с фазовой расслоенностью, типичной для расслоенных интрузий. Положение габроноритов на крайнем юго-востоке отражает общее для плутона трансгрессивное строение разреза. Поэтому габброиды предгорья Вурэчуайвенч представляют, по нашему мнению, самую верхнюю часть общего разреза Мончегорского плутона.

Таблица 4.2.

Среднее содержание главных, рудных и рассеянных компонентов в породах горы Нюд и предгорья Вурэчуайвенч, мас. %, ppm

Компоненты	Нюд		Предгорье Вурэчуайвенч			
	1	2	3	4	5	6
n	23	34	3	6	9	5
SiO ₂	53.97	52.03	54.13	52.60	52.59	52.82
TiO ₂	0.20	0.15	0.27	0.23	0.21	0.12
Al ₂ O ₃	5.82	17.71	8.21	16.70	17.26	25.05
Fe ₂ O ₃	1.43	1.10	1.47	1.62	1.34	1.69
FeO	7.64	4.39	8.16	4.96	4.64	1.33
MnO	0.21	0.11	0.19	0.11	0.13	0.08
MgO	25.19	12.70	20.60	12.41	9.40	2.71
CaO	4.61	10.12	5.57	9.15	11.72	11.69
Na ₂ O	0.69	1.44	1.04	1.86	2.41	3.52
K ₂ O	0.14	0.17	0.28	0.30	0.24	0.94
P ₂ O ₅	0.09	0.07	0.08	0.06	0.06	0.05
Сумма	100	100	100	100	100	100
Cu	103	19	53	34	28	59
Ni	808	310	470	250	185	71
Co	82	43	54	41	33	16
Cr	2680	996	1210	540	179	26
V	107	71	105	90	105	60
Zr	17	13	30	23	32	11
Y	4	3	6	4	8	2
Sr	85	246	10	222	225	400
Rb	3	2	11	9	1	28

ПРИМЕЧАНИЕ. 1, 3 - меланократовые нориты; 2, 4 - нориты; 5 - габронориты; 6 - анортозиты; n - количество анализов.

В результате сравнительного анализа химического состава однотипных пород предгорья Вурэчуайвенч и горы Нюд (табл.4.2) можно сделать вывод, что происходит не только наращивание общего разреза габроноритами в юго-

восточном направлении, но изменяется состав пород в пределах каждой из выделенных зон. Породы предгорья Вурэчуайвенч обогащены легкоплавкими и некогерентными элементами; меланократовые нориты - компонентами плагиоклаза, приближающими систему к низкотемпературной котектике; нориты - железом и щелочами; обе породы обеднены рудогенными компонентами - Ni, Co и Cr. Для массива характерным также является наличие анортозитов, относительно обогащенных Sr и, в меньшей степени, Rb, что свидетельствует о их наиболее поздней кристаллизации.

На петрохимических диаграммах (рис.4.22А,Б) наблюдается небольшое, но закономерное несовпадение трендов эволюции состава пород обоих массивов. Это может свидетельствовать о различиях в характере дифференциации расплавов и о более продвинутом, в эволюционном отношении, состава расплавов, поступавших в камеру предгорья Вурэчуайвенч. Для массива гор Нюд-Поаз главными факторами дифференциации были кристаллизация и аккумуляция первоначально оливина, а затем ортопироксена, а для массива предгорья Вурэчуайвенч - совместная кристаллизация пироксенов и плагиоклаза, которая осложнялась гравитационным фракционированием и диффузионным дорастанием кумулатов.

На диаграмме (рис.4.23) отражено распределение в изученных породах редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированное к хондриту. Пробы были отобраны из коренных обнажений и керна скв.1296 (526-700 м), 1803 (36-95 м) и 1882 (инт. 104-503 м). На диаграмме породы массива гор Нюд-Поаз располагаются в нижней части, а предгорья Вурэчуайвенч - в верхней части при частичном перекрытии, фиксируя различную степень обогащенности РЗЭ. Общим свойством является относительная обогащенность легкими РЗЭ и появление положительной аномалии Eu в плагиоклазовых кумулатах. Анализ спектров позволяет сделать вывод, что распределение РЗЭ обусловлено фракционированием оливиновой фазы и их накоплением в продуктах, обогащенных известью, двуокисью алюминия, щелочами, а также стронцием, что согласуется с теорией кристаллизационной дифференциации.

Габброиды предгорья Вурэчуайвенч претерпели неравномерные метаморфические преобразования в виде актинолитизации и сосюритизации. В результате анализа kernового материала установлено, что степень преобразований увеличивается при приближении к контактам с перекрывающими вулканитами. Это обуславливает четко выраженную метаморфическую зональность, которая осложняется локальными изменениями в зонах трещиноватости и тектонических нарушений. Так, в скв. 1297 при движении от верхнего контакта до глубины 90 м наблюдаются интенсивно измененные габброиды, при этом пироксены полностью замещены актинолитом, а плагиоклаз сосюритизирован. В интервале глубин 90-380 м пироксены также амфиболизированы, а плагиоклаз частично замутнен и окрашен в светлорозовые тона с сохранением первичных форм. Залегающие ниже нориты уже слабо изменены, а ниже глубины 765 м наблюдается неизменный и незамутненный плагиоклаз. Меланократовые нориты, вскрытые на глубине, имеют такой же свежий облик, как и породы массива Нюд. Аналогичная метаморфическая зональность устанавливается и по разрезам других скважин.

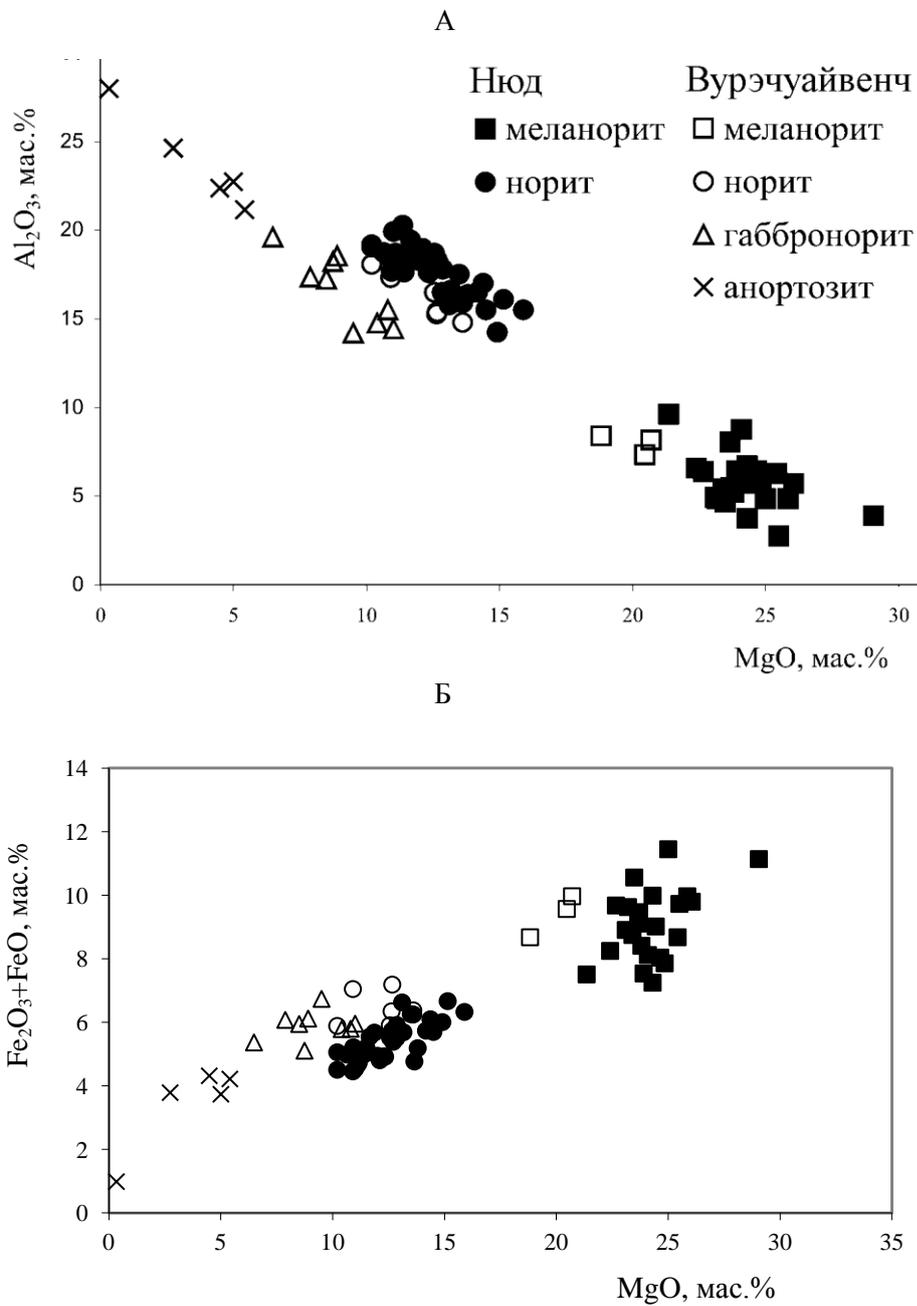


Рис.4.22. Химический состав пород Мончеплутона и Мончетундровского массивов на вариационных диаграммах $MgO - Al_2O_3$ (А) и $MgO - (FeO+Fe_2O_3)$ (Б)

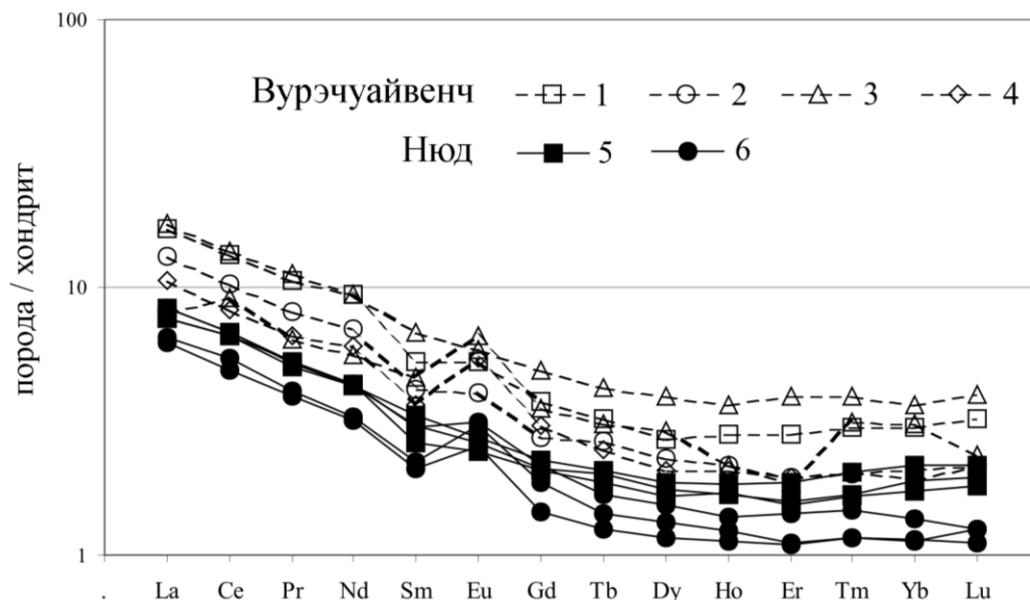


Рис.4.23. Распределение содержания редкоземельных элементов в породах Вурэчуайвенч и Нюд-Поаз, нормированное к хондриту, по данным ICP-MS. 1, 5 - меланократовые нориты; 2, 6 - нориты; 3 - габбронорит; 4 - анортозит

По нашему мнению, метаморфическая зональность обусловлена поступлением воды из перекрывающих водосодержащих супракрупных толщ Имандра-Варзугской зоны в течение регионального метаморфизма свекофенского этапа. Наиболее сильные преобразования происходили вдоль контактов интрузивных и вулканогенно-осадочных пород, а также в зонах разломов и трещиноватости, рассекающих массив. Несомненно, определенную роль сыграло то, что породы предгорья Вурэчуайвенч частично были эродированы и обнажены в результате древней эрозии, еще до излияния и извержения на них расплавов основного состава.

4.6. Общая модель формирования Мончеплутона

В заключение рассмотрим сценарий истории формирования Мончеплутона, который представляет собою уникальный объект для изучения процессов механизма внедрения магм и их дифференциации, опираясь на вышеприведенные результаты геологических, петрологических и геофизических исследований.

Необходимо отметить, что модель внедрения магм в интрузивную камеру, расположенную между раннепротерозойским (нижнекарельским) комплексом осадочно-вулканогенных пород, выполняющих западный фланг Имандра-Варзугской зоны, и их архейским фундаментом, а также модель одноактного заполнения этой камеры магмой толеит-базальтового состава представляют на сегодня только исторический интерес.

Подъем магматических расплавов и пространственное расположение магматических камер было предопределено разломами позднеархейского возраста заложения. Среди них выделяются две главные системы северо-восточного и восточного направлений, из которых первоначально была задействована первая. Об этом можно судить по широкому развитию разновозрастных и комагматических даек габброноритов (Приозерное, Оленегорский район) и малых интрузий (Ярва-Варака, Пивнус, оз. Узкое), которые расположены на продолжении северо-восточной камеры (или субмеридиональной ветви) Мончеплутона. Так как камера Мончеплутона имеет четко выраженную мультисегментную форму, с которой частично согласуется внутренняя структура, то можно предположить, что внедрение магм происходило в пространство между гнейсо-диоритовым фундаментом и вышележающими толщами относительно жестких пород, в качестве которых могли выступать метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы архейского зеленокаменного пояса. Фрагменты этого пояса широко представлены в районе в виде толщ, существенную роль в строении которых играют амфиболиты базальтового состава.

Питающий канал, через который поступал расплав, был расположен к юго-востоку от Дунитового блока. Он находился на участке пересечения двух вышеотмеченных систем разломов, фрагменты этого канала были вскрыты структурной скважиной М-1. На основе данных о характере строения разрезов Мончеплутона и эволюции состава пород, предполагается, что первоначально магма ультраосновного состава поступала в северную камеру Мончеплутона, формируя массивы Ниттис-Кумужья-Травяная, а также в многочисленные разломы, расположенные на ее простирании. На одном из этапов канал был в значительной степени заполнен магматической кашей или частично закристаллизованным материалом, что изменило направление движения магмы. Материал, который заполнил первичный канал, представляет собою дуниты и хромититы кумулятивной природы Дунитового блока. Он претерпел сильные пластические твердофазные деформации в горячем состоянии в результате ранних тектонических подвижек. В последующее время магма продвигалась по мере раскрытия камеры уже в восточном направлении, формируя массивы Сопча-Нюд-Поаз, и на последнем этапе, массив предгорья Вурэчуайвенч, сложенный наиболее лейкократовыми породами основного состава.

При изменении направления движения магм, постепенно изменялся и ее состав от ультраосновной до основной, что предполагает предварительную дифференциацию в промежуточных очагах и каналах. По мере охлаждения магмы и частичной ее кристаллизации, движение магмы замедлялось и главную роль играли уже процессы вертикальной дифференциации. Это привело к четко выраженной макро- и скрытой расслоенности. На восточном фланге магма первоначально заполнила нижнюю камеру (Нюд), а затем внедрение произошло в выше расположенную камеру (Нюд, Поаз, Вурэчуайвенч). При этом менялся состав магмы, что зафиксировано изменением состава пород - от оливинсодержащих норитов до габброноритов, а затем анортозитов.

Кристаллизация и дифференциация магм в магматических камерах плутона была осложнена внедрением нового импульса ультраосновного расплава в районе горы Сопча, который был более высокотемпературным, чем уже частично закристаллизованные породы ортопироксенитового состава.

Новый расплав был сильно обогащен рудными халькофильными компонентами и серой, еще не обособленными в результате ликвации в рудную жидкость. На вопрос - «Откуда поступал расплав - из нижней части магматической камеры или более глубинного источника?», - ответить трудно. Однако в любом случае его состав уже не соответствовал составу первичной магмы, так как высокая железистость пород рудного пласта «330» свидетельствует о значительно проявленной дифференциации в этом источнике.

Для Мончеплутона характерно отсутствие зон закалок, но и наличие придонной зоны, породы которой сильно обогащены литофильными компонентами. Наиболее действенный механизм, который привел к их формированию, это контаминация вещества подстилающих пород, представленных большей частью гнейсами и диоритами. Контаминация обусловила снижение растворимости серы в магме и могла привести к сегрегации в ней несмешиваемой сульфидной жидкости по механизму, описанному (Irvine, 1975; Li, Naldrett, 1993). При этом температура кристаллизации расплава понизилась. Вполне вероятно, что расплав в придонной зоне полностью закристаллизовался позднее, чем часть перекрывающего оливин-ортопироксенового кумулата. Это привело на позднемагматическом этапе к образованию большого количества субвертикальных трещин в толще остывающих кумулатов, примыкающей сверху к нижней базальной зоне, и заполнением их рудным и рудно-силикатным остаточными расплавами, сильно обогащенными флюидом. В результате этого процесса сформировалась система рудно-сульфидных и рудно-пегматитовых жил рудных полей НКТ и Сопча. Обогащение флюидом происходило также в верхних частях камер - в прикровельных участках или под фрагментами остатков кровли (Нюд-Терраса, предгорье Вурэчуайвенч).

После завершения кристаллизации основного объема магмы в камерах Мончеплутона, но до охлаждения кумулатов, произошло следующее событие: в районе питающих каналов или на участке с максимальной мощностью разреза была заложена система северо-восточных разломов, по которым произошло внедрение остаточных расплавов основного состава и формирование крупных дайкоподобных тел норитов и плагиоортопироксенитов, обогащенных ЭПГ.

На раннем постинтрузивном этапе, уже после подъема и частичной денудации, плутон претерпел тектоническую деформацию, связанную с заложением и развитием Имандра-Варзугской зоны, которая представляет собою наиболее крупный фрагмент Печенгско-Варзугского палеорифтогенного пояса. Во вновь образованную и активизированную систему разломов внедрилось большое количество даек преимущественно основного состава. При метаморфизме интрузивных пород плутона значительную роль сыграло перекрытие их осадочно-вулканогенными породами раннего протерозоя, содержащими повышенное количество воды. Последнее предопределило более значительные метаморфические преобразования пород предгорья Вурэчуайвенч, непосредственно примыкающих к контакту с метаосадками и метавулканитами кукшинской и сейдореченской свит. Это обусловило частичное перераспределение рудных концентраций в пределах платиноносного горизонта.

Повторная денудация Мончеплутона произошла в мезозое и кайнозое, она обусловила уничтожение кровли, перекрывающей породы НКТ и Сопча, Нюд, Поаз, выведение на дневную поверхность интрузивных пород и эрозию верхних частей разрезов.

Глава 5

ГАББРОНОРИТ-АНОРТОЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ГЛАВНОГО ХРЕБТА

5.1. Геологическое строение комплекса Главного хребта

Общее геологическое положение и формационная принадлежность комплекса были рассмотрены в главе 2. Как в ней отмечалось, одной из главных проблем было установление геологических и возрастных взаимоотношений между ним и Мончеплутоном. Данные о геологическом строении комплекса и слагающих его породных ассоциациях приведены во многих работах (Козлов и др., 1967; Козлов, 1973; Юдин, 1980; Шарков, 1971, 1980, 1984; Магматические..., 1980; Магматические..., 1985). В то же время суждения о геологическом возрасте комплекса требуют коренного пересмотра в связи с полученными нами новыми результатами изотопного U-Pb анализа.

В последние годы в связи с бурением глубокой структурной скважины М-1 встал вопрос о принадлежности вскрытых на глубоких горизонтах ультрабазитов (Шарков и др., 2002): входят они в состав нижней зоны Мончетундровского массива, коррелируются с породами Дунитового блока или являются фрагментом подводящего для Мончеплутона канала? Ответы на эти и другие вопросы можно найти в данной главе.

Интрузия Главного хребта или Чуна-, Монче- и Волчьих тундр является крупнейшей интрузией базитовых пород на Балтийском щите. Она протягивается в субмеридиональном направлении на 80 км при ширине от 1-2 до 15-20 км и занимает общую площадь около 440 км². Субмеридиональный разлом делит интрузию на два тектонических блока, которые часто именуются отдельными массивами - более протяженный Чуна-Волчьетундровский и менее крупный Мончетундровский, между которыми располагается депрессия (рис.1.1, 2.1). По современным геофизическим данным и результатам измерений первичных элементов течения и расслоенности, выполненных в разные годы разными исследователями (Козлов и др, 1967; Юдин, 1980; Шарков, 1980, 1984), интрузия первоначально представляла собою дифференцированное лополитообразное тело чашеобразной формы на юге и дайкообразной - на севере. Его внутреннее строение нарушено поперечными субвертикальными разломами преимущественно сбросо-сдвигового характера и пологими надвигами с падением в южных румбах. В эндоконтактных зонах преобладают крутые падения, в центральных частях - более пологие до субгоризонтального. Мончетундровский массив отделен от Мончеплутона мощной зоной бластокатаклазитов и бластомилонитов с гранат-амфиболовым парагенезисом, обнаженных на поверхности (Пентландитовое ущелье) и вскрытых глубокой структурной скважиной М-1 на глубине 1030-2038 м.

Одним из авторов (Смолькин, 1997; 2003), на основе анализа геологических карт, структурно-геологических и геофизических данных, был сделан следующий вывод. На этапе свекофеннского орогенеза произошло латеральное перемещение Беломорского и Терского архейских блоков в северо-западном направлении, и они были надвинуты на южные части Печенгско-Варзугского пояса, включая гранитные купола. Это обусловило значительную структурную перестройку и метаморфические преобразования

раннепротерозойских пород в условиях амфиболитовой фации высокого давления. Направление перемещения было диагональным по отношению к северо-западному простиранию Печенгско-Варзугского пояса, поэтому фронтальные надвиги имели существенную сдвиговую компоненту. Амплитуда перемещения северо-западной части Беломорского блока совместно с Лапландским гранулитовым поясом была значительно больше, чем Терского блока. Это предопределило заложение и развитие системы разломов преимущественно сдвигового типа на западном склоне Главного хребта. По-видимому, до орогенических событий западная часть пояса (Печенгская структура) располагалась южнее, примерно на широте Имандра-Варзугской структуры, а Лапландский гранулитовый пояс - на широте Кандалакшко-Колвицкого гранулитового пояса. Из этого следует, что Главный хребет первоначально имел западное или северо-западное простирание, а настоящее его положение является вторичным. Это подтверждается результатами новых изотопных Sm-Nd и Rb-Sr исследований гранат-амфиболовых бластокатаклизитов Мончетундровского разлома, согласно которым неоднократное перемещение блоков по разлому происходило в свекофеннскую орогению; период главной фазы пришелся на период 2038 ± 58 (Sm-Nd) - 1908 ± 52 (Rb-Sr) млн лет (Шарков и др., 2003).

В реконструированном общем вертикальном разрезе интрузии Главного хребта Е.В.Шарковым (1980, 1984) были выделены три зоны, состав которых снизу вверх меняется от преобладания габброноритов до мономинеральных анортозитов. Нижняя габброноритовая зона мощностью более 500-600 м сложена на флангах интрузии габброноритами, а в центральной ее части - ритмически чередующимися среднезернистыми габброноритами, оливковыми габброноритами, плагиоперидотитами и пироксенитами при преобладании первых. Ультраосновные породы образуют маломощные слои, габбронориты представляют собою плагиоклаз-ортопироксен-авгитовый кумулат. В составе средней габбронорит-анортозитовой зоны, мощностью от 0.3-0.5 км (Волчья тундры) до 2-2.5 км (Мончетундра), преобладают трахитоидные габбронорит-анортозиты и анортозиты. Верхняя зона сложена крупнозернистыми массивными и такситовыми габбро-анортозитами мощностью не менее 2.5-3 км. Особенностью интрузии является наличие коронарных структур на границе оливина и плагиоклаза, и относительно слабо проявленная скрытая расслоенность.

Интрузия Главного хребта сечется мелкими интрузиями клинопироксенит-верлитового комплекса (Райненчорр, Керкчорр и др.), а также большим количеством жил габбро-пегматитов и поздних анортозитов, даек гарризитов и более поздних долеритов, ферродолеритов и ферропикритов, различной мощности и протяженности.

Габброидные породы интрузии подверглись метаморфическому преобразованию, которое носит неравномерный характер; в наибольшей степени породы преобразованы в тектонических зонах и вблизи их. Основным процессом было замещение темноцветных минералов амфиболом - роговой обманкой. В зонах бластомилонитов наблюдается гранат-амфиболовый парагенезис.

Для изучения разрезов одного из массивов Главного хребта - Мончетундровского нами была выбрана структурная скважина М-1, которая пробурена в районе подножья северо-восточного склона горы Мончетундра (рис.2.1) и расположена юго-западнее Дунитового блока. Помимо этого, выполнялись геологические исследования на участках Лойпишнюн и Пентландитовое ущелье, а также изучались материалы старых скважин, которые пересекли Мончетундровский массив.

5.2. Геологическое строение и петрология Мончетундровского массива по данным изучения глубокой скважины М-1

Глубокая и опорная для района скважина М-1 была пробурена на глубину 2500 м с целью вскрытия разреза Мончетундровского массива и проверки гипотезы наличия под ним оруденелых пород Мончеплутона. Необходимо отметить, что скважина М-1, хотя и вскрыла большую часть разреза, но не весь разрез. Поэтому были выполнены дополнительные геологические наблюдения от устья скважины до вершин гор Мончетундра - Хипик (Хипикнюнчорр).

В основу нашего анализа были положены следующие данные: материалы собственной документации керна скважины и его петрографическое изучение, анализ породообразующих, рудных и редких элементов в породах, выполненных атомно-абсорбционным (ГИ КНЦ) и ICP-MS (г. Нанси, Франция) методами, микронзондовые определения состава породообразующих и рудных минералов (ГИ КНЦ, г.Нанси), а также исследования изотопного состава благородных газов. Были также использованы результаты химического анализа пород, любезно предоставленные нам геологической службой комбината «Североникель».

Строение разреза и петрографические особенности породных комплексов. На основании обобщения и анализа всех вышеперечисленных материалов, нами выделяются пять основных породных комплексов: три - магматических пород и два - метаморфических. Магматические комплексы слагают верхнюю габброноритовую (0-750 м) и нижнюю норит-ортопироксенитовую (750-1020 м) зоны Мончетундровского массива, и нижезалегающее самостоятельное тело ультрабазитов (2037-2387 м). Метаморфические комплексы представлены плагиогнейсами (1020-1750 м) и гиперстеновыми диоритами (1750-2037 и 2387-2472.5 м), которые претерпели интенсивный катаклаз, милонитизацию и бластез (рис.5.1).

Все они, за исключением тела ультрабазитов, пересекаются дайками различного состава и мощности. Дайки региональных комплексов широко распространены до глубины 1710 м и встречаются как в породах Мончетундровского массива, так и в плагиогнейсах. Всего на этом интервале задокументировано 10 даек, не считая мелких, суммарная мощность которых составляет 65 м. Дайки локального комплекса распространены преимущественно во вмещающих архейских породах - плагиогнейсах и гиперстеновых диоритах. Они слагают до 40% керна. Одна дайка локального комплекса мощностью 11 м прорывает породы Мончетундровского массива. Ее состав отвечает меланократовому оливиновому габбронориту. Разрез верхней зоны Мончетундровского массива представлен не полностью в скважине, он продолжается до вершины горы Мончетундра, т.е. наращивается вверх по высоте на 500 м.

Таким образом, общая мощность массива в районе заложения скважины составляет 1500 м. Переход между верхней и нижней зонами постепенный и обусловлен переслаиванием пород разного состава. На контакте пород нижней зоны с подстилающими плагиогнейсами были обнаружены реликты катаклазированных и метаморфизованных ороговикованных пород.

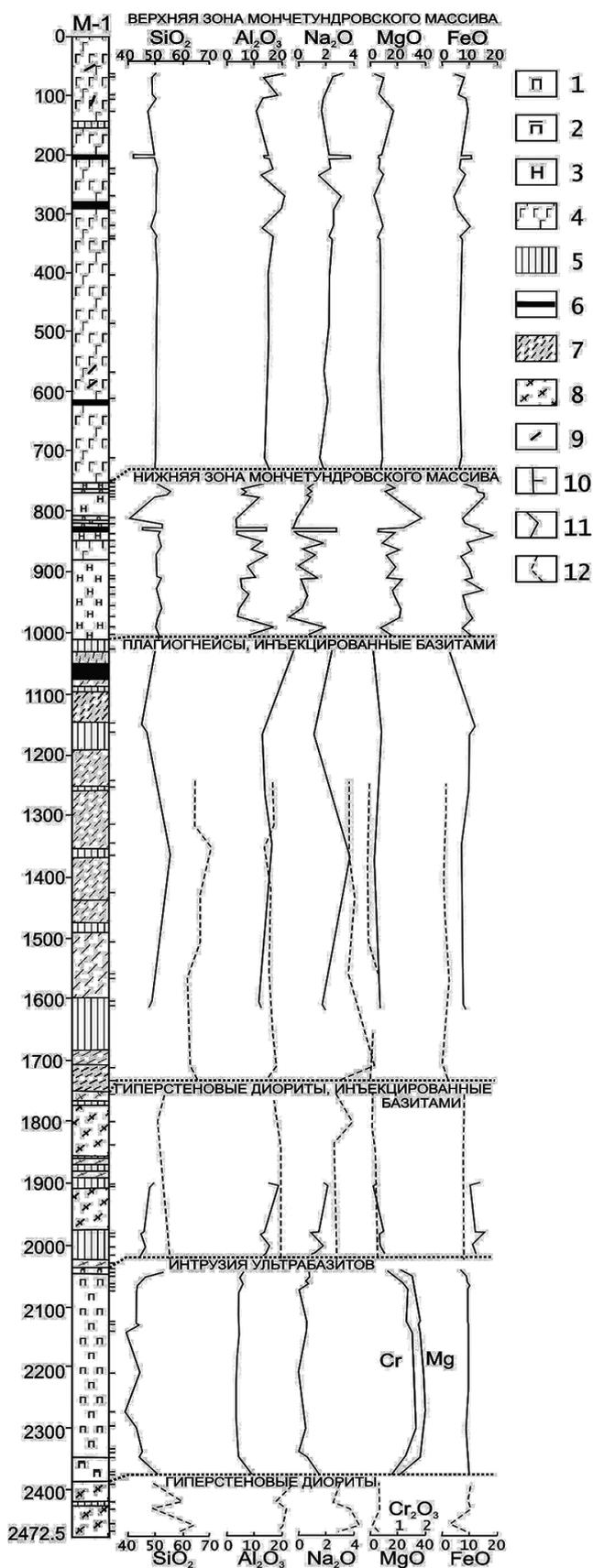


Рис.5.1. Схематический разрез структурной скв. М-1, вскрывшей Мончетундровский и ультрабазитовый массивы, и вмещающие породы архейского комплекса; дополнительно показаны вариации содержания в них главных компонентов. 1 - гарцбургит; 2 - ортопироксенит; 3 - меланократовый норит; 4 - габбро-норит; 5 - дайки локального комплекса; 6 - дайки региональных комплексов; 7 - плагиогнейсы; 8 - гиперстеновые диориты; 9 - наклон трахитоидности; 10 - места отбора проб (а - ГИ, б - ИГЭМ, в - «Североникель»); 11 и 12 - вариационные графики содержания компонентов в базит-ультрабазитах (11) и во вмещающих породах (12)

Тело ультрабазитов, мощностью 350 м, имеет четкие интрузивные взаимоотношения как с подстилающими, так и перекрывающими диоритами, оказывая на них четко выраженное термальное воздействие с образованием роговиков. На нижнем и верхнем контактах с вмещающими породами были обнаружены тонко-мелкозернистые массивные породы эндоконтактовой зоны закалки ортопироксенит-меланоноритового состава. Нижний контакт осложнен зоной рассланцевания.

Верхняя зона Мончетундровского массива сложена преимущественно мезократовыми габброноритами и, в меньшей степени, лейкократовыми разновидностями. Зернистость их меняется от крупной до средней, реже встречаются мелкозернистые разновидности. В пределах зон нарушений и вблизи их породы часто преобразованы и амфиболизированы. В слабо измененных породах по всему разрезу устанавливаются два пироксена - инвертированный пижонит и авгит, поэтому породы этого комплекса относятся не к габбро, а к габброноритам и лейкогабброноритам. Их главные минералы (об.%): лабрадор - 45-70, авгит - 15-25, ортопироксен - 10-20; второстепенные: кварц, микроклин, биотит, титаномагнетит. Структура породы габбро-офитовая и пойкилоофитовая, обусловленная четкой идиоморфной формой таблитчатых зерен плагиоклаза и расположением клинопироксена, кварца или микрогранофира в их интерстициях. Ортопироксен образует крупные, до 1 см в поперечнике, ойкокристы.

Верхняя часть разреза массива, от устья скважины М-1 до вершины горы Мончетундра, также преимущественно сложена габброноритами (мезо- и лейкократовыми), и, в меньшей степени, анортозитами, часто подверженными амфиболизацией.

Нижняя зона Мончетундровского массива представляет собою сложное чередование пород разного состава. В ее разрезе преобладают меланократовые нориты и габбронориты, подчиненную роль играют плагиоортопироксениты и мезократовые габброиды. Плагиогагцбургиты слагают два маломощных прослоя. Меланократовые нориты, габбронориты и плагиоортопироксениты связаны между собою постепенными переходами. Мезократовые габброиды слагают среди них отдельные интервалы и имеют резкие границы. Часть из них имеет облик жил, цементирующих обломки меланоноритов. Общая картина осложнена большим количеством жил гранофилов, с которыми связано окварцевание и новообразование магнетита во вмещающих меланоноритах.

Меланократовые нориты (меланонориты) сложены ортопироксеном ($f = 20-28\%$), плагиоклазом ($74-82\% \text{An}$) и авгитом ($f = 16-25\%$). Второстепенные минералы (5%) представлены биотитом, титаномагнетитом и кварцем. Содержание главных минералов варьирует в широких пределах. В наиболее меланократовых разновидностях содержание плагиоклаза уменьшается до 5-10% и они переходят в плагиоортопироксениты. При увеличении содержания плагиоклаза до 25-35% в породе растет и содержание авгита, что обуславливает переход в меланократовый габбронорит. Меланократовые нориты и габбронориты являются ортопироксеновыми кумулатами, так как ортопироксен образует идиоморфные зерна, а плагиоклаз является интеркумулусным минералом и часто пойкилитически включает зерна ортопироксена. Структура пород гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая. Темноцветные минералы частично замещаются амфиболом, в зонах рассланцевания породы превращены в актинолитовые сланцы.

Плагиогарцбургиты сложены (об.%): оливином (14-15% Fa) - 55-75, ортопироксеном (f = 12-15%) - 15-25, авгитом (f = 11-13%) - 5-10, плагиоклазом - 5-13 и хромитом - 1-2. Плагиоклаз частично замещен хлоритом. Структура породы пойкилитовая. На границе оливина и плагиоклаза, как правило, наблюдается реакционная кайма, сложенная амфиболом.

Мезократовые габброиды сильно изменены и в их составе преобладают роговая обманка и основной плагиоклаз. Второстепенные минералы представлены кварцем и микроклином, образующим микрогранофировый агрегат (до 10%), рудные - титаномагнетитом (3-6%). Часто присутствует гранат в виде прерывистой каемки вокруг зерен титаномагнетита.

Архейский комплекс плагиогнейсов, вскрытый скважиной М-1, имеет необычный облик, так как породы представляют собою бластомилониты по гнейсам и базитам. Меньшая часть базитов имеет резкие контакты с гнейсами и мелкозернистые эндоконтактные зонки закалки, и поэтому уверенно диагностируется как дайковые образования. Однако большая их часть с трудом геометризуется в общей массе бластомилонитов и только на отдельных интервалах сохраняются контакты, свидетельствующие, что среди них также присутствуют дайки. Угол встречи плоскости гнейсоватости бластомилонитов с осью керны постепенно изменяется вниз по разрезу от 0° до 45-50°.

Плагиогнейсы сложены (об.%) основным плагиоклазом - 58-75, кварцем - 15-35, а также роговой обманкой, эпидотом и редко биотитом, которые в сумме составляют 5-10. Биотитовые гнейсы встречаются только в верхней части вскрытого разреза комплекса. В целом же породы сильно обеднены калием и по этому признаку не имеют аналогов среди пород Мончегорского района и всего Кольского региона.

Архейский комплекс гиперстеновых диоритов, так же как предыдущий комплекс гнейсов, имеет облик бластомилонитов и роговиков. В нем с еще большим трудом выделяются интервалы магматических базитов, так как по составу и внешнему облику они близки к вмещающим диоритам. Принципиальное различие в составе этих пород устанавливается только при петрографическом изучении и геохимическом анализе.

Гиперстеновые диориты сложены (об.%): средним плагиоклазом - 40-60, ортопироксеном (f = 54%) - 20-30 и кварцем - 2-25. Рудные минералы представлены ильменитом (до 2) и сульфидами (1-2). Структура породы микрогаббровая, текстура полосчатая. Последняя обусловлена неравномерным расположением ортопироксена и плагиоклаза в виде слоек. В нижней части разреза скважины, под телом ультрабазитов, диориты сильнее окварцованы и пироксен в них почти полностью амфиболизирован. В них часто появляется гранат.

Ультрабазиты (инт. 2037-2387 м) слагают самостоятельное интрузивное тело мощностью 350 м, залегающее среди гиперстеновых диоритов. Для него установлена четко выраженная симметричная зональность и сохранность эндоконтактных зон закалок. Центральная, большая часть его разреза сложена плагиоклазовыми гарцбургитами. В эндоконтактных зонах гарцбургиты сменяются оливиновыми плагиоортопироксенитами, затем безоливиновыми плагиоортопироксенитами и меланократовыми норитами с уменьшением крупности зерна от средней до мелкой и тонкой. Мощность верхней эндоконтактной зоны составляет 10 м, нижней - 37 м, мощность мелкозернистых пород - соответственно 6.6 и 2.5 м. В верхней экзоконтактной зоне, несмотря на

рассланцевание, сохранились реликты ороговикованных пород. Эти данные свидетельствуют о нормальных интрузивных контактах интрузии ультрабазитов с вмещающими их диоритами. Поэтому, по нашему мнению, ультрабазиты не являются частью разреза придонной зоны Мончетундровского массива.

Плагиогарцбургиты отличаются по минеральному составу от гарцбургитов наличием плагиоклаза и небольшой примесью клинопироксена. Их минеральный состав (об.%): оливин (9-12% Fa) - 65-85, ортопироксен (f = 11-15%) - 10-25, плагиоклаз (47-53% An) - 6-15, авгит (f = 10-13) - 3-5 и хромит - 1-3. Структура породы гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая.

Меланократовые нориты представляют собою крайний член в ряду эндоконтактовых пород: плагиогарцбургит - ортопироксенит - меланонорит, связанных постепенными переходами. Они сложены (об.%) ортопироксеном (f=12-14%) - 40-70, плагиоклазом (51-56% An) - 25-40, авгитом (f = 10-13%) - 5-10, хромитом - 0.5-1 и сульфидами <1.

Состав минералов, слагающих породы тела ультрабазитов, практически слабо меняется по разрезу. Изменение же содержания химических компонентов в породах носит симметричный характер (рис.5.1). Так, содержание SiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O увеличивается в контактовых зонах, а содержание MgO и Cr_2O_3 - уменьшается. Это хорошо согласуется с изменением количественно-минерального состава: уменьшением содержания и полным исчезновением оливина и возрастанием роли плагиоклаза с приближением к контактам.

Мончетундровский массив в 1960-е годы был пересечен еще тремя глубокими скважинами: 765 и 742, расположенными соответственно на северном и южном склонах горы Мончетундра, и 1285 - на северном склоне горы Хипик. В разрезах всех трех скважин выделяется верхняя зона однородных мезолейкокатовых габроноритов мощностью 700-1000 м, нижняя зона меланоноритов с редкими прослоями плагиогарцбургитов или дунитов мощностью около 300 м. Под массивом в трех скважинах вскрыты бластомилониты. Все это характеризует относительно выдержанный разрез Мончетундровского массива.

В скважине 765 под типичными породами Мончетундровского массива были вскрыты также ультрабазиты, по которым скважина прошла 200 м и не вышла из них. Встает вопрос - включать ли их в разрез Мончетундровского массива? Принимая во внимание отсутствие таких пород в его разрезе в трех других скважинах, на этот вопрос следует ответить отрицательно. А с учетом того, что в скважине М-1 тело ультрабазитов близкого состава залегает в архейских породах в 1 км ниже дна Мончетундровского массива, мы приходим к следующему выводу: ультрабазиты образуют серию самостоятельных тел, которые представляют фрагменты магмоподводящих каналов к главным интрузиям района и их распространение ограничено тектонической зоной контакта Мончеплутона и Мончетундровского массива, связывавшей эти массивы с мантийной зоной магмогенерации. Другими словами, они представляют собою так называемые корни, наличие которых предполагалось многими исследователями.

Минералогия интрузивных пород

В настоящем разделе мы ограничимся характеристикой только главных породообразующих минералов (оливина, пироксенов, плагиоклаза) и

аксессуарного хромита, не рассматривая состав минералов метаморфического парагенезиса (амфибола, эпидота, хлорита, граната и др.), так как это выходит за рамки наших исследований.

В породах верхней и нижней части Мончетундровского массива широко развиты пироксены, представленные тремя видами: ортопироксеном, инвертированным пижонитом и клинопироксеном, соотношение между которыми меняется в зависимости от положения в разрезе (рис.5.2).

В габброидах верхней зоны присутствуют все три типа пироксенов, тогда как в нижней зоне пижонит встречается редко. Состав ортопироксена резко изменяется при переходе от нижней зоны к верхней, что сопровождается увеличением содержания в нем ферросилита. Аналогично изменение и клинопироксена, представленного диопсидом и авгитом, однако вариации содержания ферросилита в них существенно меньше. В породах ультрабазитового тела резко преобладает ортопироксен и только в виде примесей присутствует клинопироксен - диопсид. Преобладающая часть ортопироксенов представлена магнизиальной разновидностью и небольшая часть - железистой. Железистые ортопироксены устанавливаются в породах эндоконтактных зон закалок. В целом изменение состава пироксенов строго подчиняется эволюции состава расплавов в сторону увеличения железистости при снижении температуры.



Рис.5.2. Состав пироксенов в интрузивных породах скв. М-1 по данным микронзондового анализа

Плагиоклаз в габброноритах и анортозитах Мончетундровского массива представлен преимущественно кумулятивным типом и реже в меланоноритах он является интеркумулятивным. Его состав сильно варьирует в зависимости от положения пород в разрезе при небольшом перекрытии в содержании анортитового компонента (рис.5.3). Для пород верхней зоны содержание анортита в плагиоклазе в основном колеблется в интервале 50-68%. Выявляются

два максимума: 53-56 и 62-65%. В породах нижней зоны при общем разбросе от 62 до 93% основной интервал содержания анортита - 72-86%.

Таким образом, в породах нижней зоны плагиоклаз представлен более основной разновидностью - битовнитом в отличие от лабрадора верхней зоны. Поэтому употребление названия лабрадорит вместо анортозит в определении формационного типа (габбро-лабрадоритовая формация), как это было предложено Б.А.Юдиным (1980), является неправомерным.

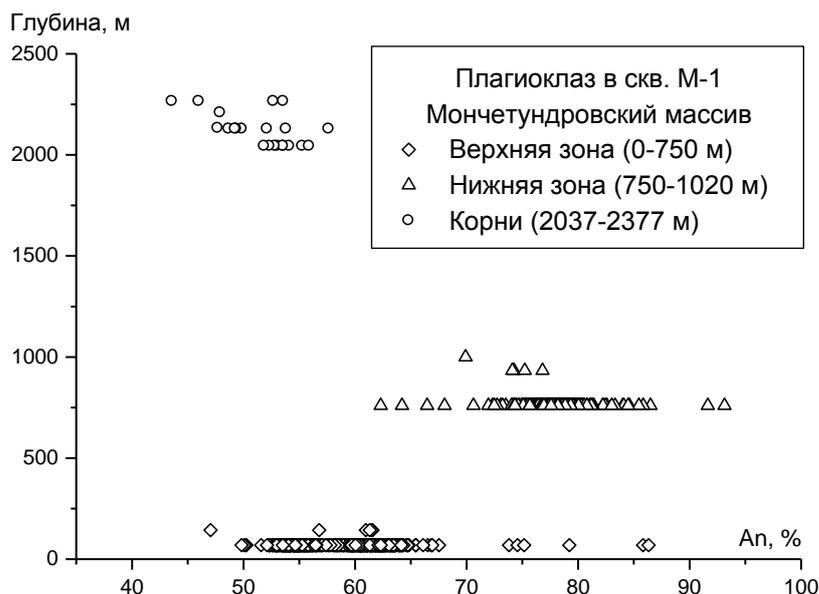


Рис.5.3. Состав плагинклаза (An) в габброидах Мончетундровского массива и ультрабазитах скв. М-1 по данным микрозондового анализа

Один из породообразующих минералов - оливин был проанализирован в оливинсодержащих породах нижней зоны и ультрабазитах. Содержание фаялита в оливине из пород нижней зоны колеблется от 11 до 12%, содержание СаО - от 0.03 до 0.07%, содержание NiO - от 0.37 до 0.41%. Оливин из ультрабазитов содержит 9-14% Fa, 0-0.03% СаО и 0.19-0.64% NiO. По содержанию СаО оливины отвечают типичной относительно низкотемпературной разновидности, характерной для интрузивных пород.

Представляет интерес сравнить состав оливина из ультрабазитов скважины М-1 и аналогичных пород Мончеплутона - дунитов, плагидунитов и плагигарцбургитов Дунитового блока. Для сравнительного анализа использованы координаты NiO-Fa% (рис.5.4). На графике основная часть точек, характеризующих состав оливина из ультрабазитов скважины М-1, располагается в поле максимально железистых оливинов со средними и низкими содержаниями NiO. В это же поле попадают только отдельные точки оливинов из пород Дунитового блока, основная же их часть образует свое поле более магниального состава. Поэтому предположение об идентичности состава оливинов из ультрабазитов скважины М-1 и пород Дунитового блока не подтверждается. По нашему мнению, оливины ультрабазитов кристаллизовались, с учетом их большей железистости, из более железистого расплава и при меньшей температуре.

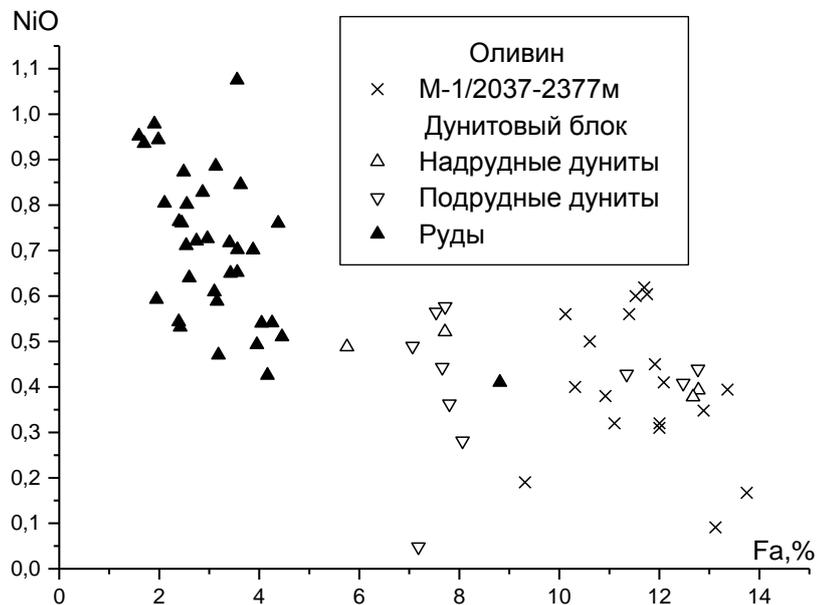


Рис.5.4. Сравнительный анализ оливина из ультрабазитов скв. М-1 и Дунитового блока Мончеплутона

Одним из тонких индикаторов кристаллизации базитовых расплавов являются акцессорные минералы группы шпинели, в нашем случае - хромиты. Хромиты были обнаружены и проанализированы из пород двух уровней - нижней зоны (инт. 781-811 м) и тела ультрабазитов (инт. 2059-2350 м). Поля составов их значительно перекрываются, однако в меланоноритах были обнаружены хромиты с более высоким содержанием Al_2O_3 , отсутствующие в ультрабазитах. На рисунках 5.5 и 5.6 отражены составы акцессорных хромитов из пород скв. М-1, отдельно для разных зон, и состав хромитов из всех дифференциатов Мончеплутона, включая породы Дунитового блока.

Точки хромитов из ультрабазитов скв. М-1 попадают на обеих диаграммах в поля с высоким содержанием Al_2O_3 и Cr_2O_3 . В это же поле попадают часть хромитов из рудного пласта «330» горы Сопча и ортопироксенитов НКТ и горы Сопча, а также часть хромитов из дунитов Дунитового блока. Несмотря на перекрытие, хромиты из пород нижней зоны Мончеплутонского массива имеют более компактное поле и на рис.5.6 сдвинуты в область более высокого отношения $Cr/(Al+Cr)$.

Известно, что сосуществующие оливин и хромит отражают условия равновесия кристаллизации расплавов. Поэтому были проанализированы пары оливин-хромит для характеристики ультрабазитов скв. М-1 и на основании результатов построен график с использованием отношения $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ (рис.5.7).

Несмотря на разброс, обусловленный изменением состава минералов в процессе метаморфизма, основная тенденция - прямая корреляция отношения $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ в сосуществующих оливинах и хромитах сохраняется. Это свидетельствует, что их кристаллизация происходила в близких к равновесию условиях при медленном уменьшении температуры и постоянном диффузионном обмене железом и магнием.

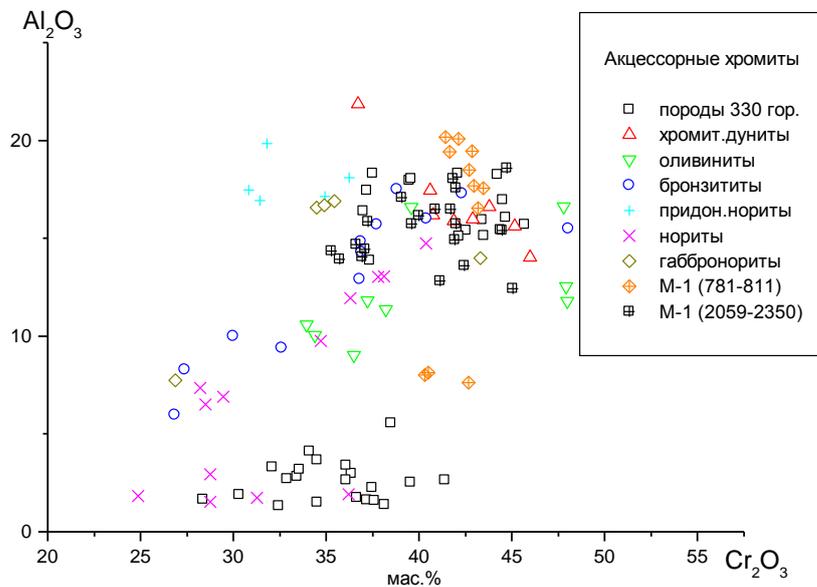


Рис.5.5. Сравнительный анализ состава акцессорного хромита из ультрабазитов скв. М-1 и пород Мончеплутона в координатах Al_2O_3 - Cr_2O_3 . Помимо авторских анализов, использованы опубликованные данные для Мончеплутона (Дистлер и др., 1988; Докучаева, Полежаева, 1990)

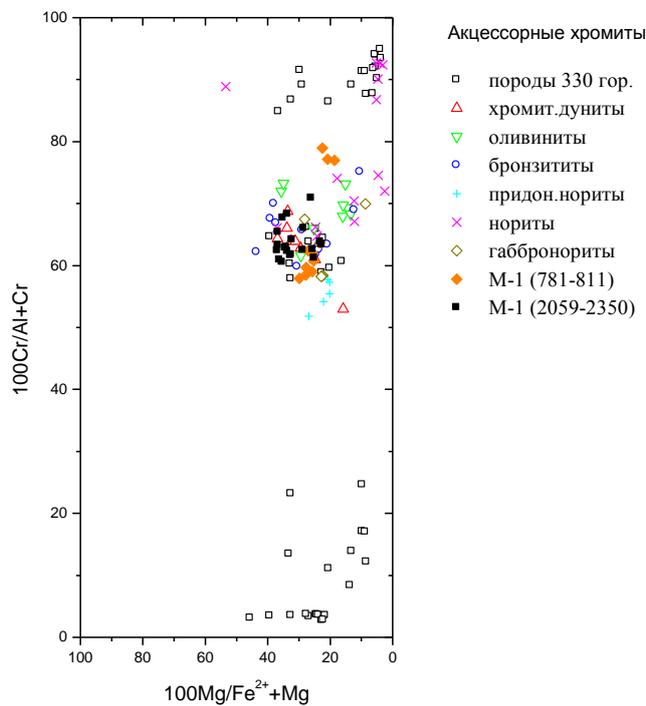


Рис.5.6. Сравнительный анализ состава акцессорного хромита из ультрабазитов скв. М-1 и пород Мончеплутона на диаграмме Т.Ирвайна (Irvine, 1965, 1967)

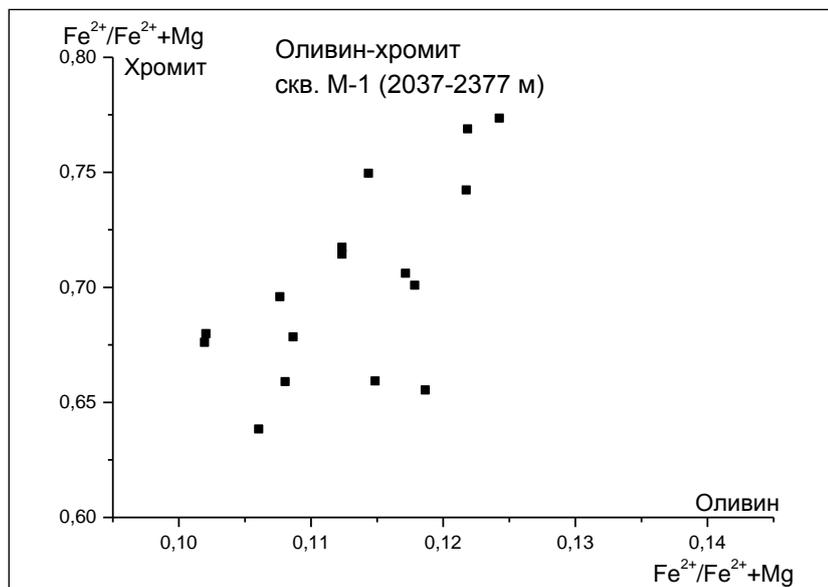


Рис.5.7. Соотношение сосуществующих акцессорного хромита и оливина из ультрабазитов скв. М-1

На основании вышеприведенных материалов по минеральному составу интрузивных пород, вскрытых скв. М-1, мы делаем вывод, что они не могут быть объединены в один комплекс, а принадлежат разным комплексам. Ультрабазиты проявляют определенные черты сходства со многими породами ультраосновной группы Мончеплутона, тем самым подтверждая, что они являются фрагментами подводных каналов.

5.3. Петро- и геохимические особенности интрузивных и дайковых пород

В ходе выполнения исследований был получен новый фактический материал, характеризующий петрохимические (табл.5.1) и геохимические особенности интрузивных и дайковых пород, которые позволяют решить многие вопросы их происхождения и особенности дифференциации материнских расплавов, и понять общие закономерности эволюции базит-ультрабазитового магматизма в Мончегорском районе. Небольшой материал, ограниченный рамками исследований, был получен по породам вмещающего архейского комплекса. Для сравнительного анализа нами были использованы данные по породам Мончеплутона.

На рис.5.8 состав пород Мончеплутона и Мончетундровского массива представлен в координатах $Al - (Fe+Ti) - Mg$ (ат.%). На нем четко выделяются два тренда, условно названных ультрабазитовым (дуниты-гарцбургиты-ортопироксениты-меланонориты) и базитовым (анортозиты-габбронориты-меланонориты). Одной из главных причин их появления является разный состав магматических расплавов - ультраосновной в первом случае и основной (габброидный) во втором. Первый тренд определяется фракционированием оливина (или оливина+ортопироксена) из ультраосновного расплава, второй - гравитационным разделением ортопироксена и плагиоклаза при их одновременной кристаллизации. С учетом их разного удельного веса,

ортопироксен должен быстро погружаться на дно магматической камеры, а плагиоклаз медленно всплывать, обогащая ее верхнюю часть. Такой сценарий кристаллизационного фракционирования хорошо согласуется с разрезом массива предгорья Вурэчуайвенч. В его придонной части скважинами 1296, 1297 и 1226 вскрыт слой меланонорита, представляющего ортопироксеновый кумулат. Основная же часть разреза сложена однородными по составу габброноритами. В его верхней части выделяются несколько слоев лейкократовых габброноритов и анортозитов.

Выявленные тренды характерны для обоих массивов, но поля фигуративных точек их пород на диаграмме не совпадают. Породы Мончетундровского массива отличаются большей железистостью пород базитового ряда и большей железистостью и более лейкократовым составом пород ультрабазитового ряда по сравнению с породами Мончеплутона. Это дает основание предположить, что массивы образовались из мантийных расплавов близкого типа, в то же время Мончетундровский массив - из более эволюционированных, продвинутых магм.

Таблица 5.1.

Химические анализы интрузивных и дайковых пород Мончегорского района,
мас.%, ppm

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	37.47	38.67	38.92	42.16	43.14	38.45	40.43	53.21	54.13	53.95	54.38	52.58
TiO ₂	0.07	0.09	0.09	0.13	0.12	0.12	0.08	0.16	0.15	0.16	0.17	0.49
Al ₂ O ₃	1.34	0.94	1.25	2.42	1.99	2.58	2.55	4.14	1.00	2.48	2.84	6.25
Fe ₂ O ₃	3.34	3.99	3.47	2.9	2.93	5.74	4.58	2.18	1.90	1.91	1.87	2.49
FeO	3.86	4.98	5.9	6.83	7.27	5.38	5.69	6.97	7.17	6.77	6.95	7.33
MnO	0.09	0.12	0.12	0.13	0.15	0.15	0.13	0.20	0.17	0.17	0.17	0.16
MgO	48.17	46.07	45.98	39.09	39.44	39.65	39.8	28.09	31.15	30.48	28.82	20.6
CaO	0.41	0.56	0.52	2.34	1.84	0.95	1.52	2.76	1.89	2.03	2.09	5.49
Na ₂ O	0.03	0.01	0.04	0.17	0.11	0.05	0.09	0.27	0.07	0.12	0.19	0.93
K ₂ O	0.01	<0.01	0.01	0.08	0.02	0.03	0.07	0.07	0.02	0.02	0.03	0.15
H ₂ O ⁻	0.25	0.15	0.26	0.27	0.39	0.22	0.18	0.1	0.12	0.08	0.19	0.32
H ₂ O ⁺	1.36	0.85	1.35	1.98	1.56	3.74	2.72	1.25	1.13	0.63	1.02	1.86
P ₂ O ₅	<0.01	0.07	0.08	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01	0.07	0.06	0.11	0.09
CO ₂	0.32	0.23	0.14	0.23	0.23	0.44	0.37	0.11	0.15	0.10	0.13	0.19
S	0.02	0	0	0.01	-	0.14	0.22	0.23	0.03	0	0	0.17
F	-	-	-	0.013	0.013	0.017	0.009	0.01	-	-	-	-
Cl	0.005	0.011	0.005	0.02	0.012	-	-	-	<0.004	0.004	<0.004	0.004
Cr ₂ O ₃	2.81	2.59	1.34	1.04	1.01	1.81	1.02	0.55	0.67	0.69	0.62	0.41
V ₂ O ₅	<0.025	<0.025	<0.025	-	-	-	-	-	<0.025	<0.025	<0.025	<0.025
Ni	0.29	0.3	0.27	0.24	0.23	0.29	0.26	0.09	0.09	0.09	0.08	0.1
Co	0.014	0.016	0.015	-	-	-	-	-	0.009	0.009	0.007	0.014
Cu	0.002	0.004	0.003	-	-	-	-	-	0.004	0.002	0.002	0.009
Сумма	99.86	99.65	99.76	100.08	100.50	99.77	99.73	100.40	99.92	99.76	99.70	99.64

Продолжение табл.5.1

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	52.6	52.89	44.42	50.27	49.98	50.23	50.77	51.39	53.6	55.81	53.66	50.61
TiO ₂	0.25	0.20	0.48	0.32	0.12	0.04	0.36	1.94	0.44	0.04	0.22	1.98
Al ₂ O ₃	10.77	13.45	31.05	13.6	22.37	27.97	15.01	11.8	7.98	26.99	1.41	15.34
Fe ₂ O ₃	2.22	2.25	2.62	2.7	2.77	0.81	2.49	5.44	2.11	0.56	1.35	5.40
FeO	7.54	4.19	4.35	8.37	1.61	0.18	5.24	8.76	6.59	0.18	4.78	7.75
MnO	0.15	0.12	0.05	0.13	0.06	0.03	0.14	0.20	0.17	0.01	0.15	0.16
MgO	13.99	9.48	9.48	13.26	4.48	0.33	8.52	5.81	21.8	0.23	20.17	4.49
CaO	8.62	13.44	0.38	6.08	10.63	11.49	12.43	9.65	4.68	9.86	15.80	8.31
Na ₂ O	1.51	1.77	0.5	1.56	2.67	3.2	0.98	2.19	0.93	4.73	0.29	3.99
K ₂ O	0.08	0.07	0.73	0.13	0.41	2.43	0.035	0.51	0.11	0.13	0.05	0.64
H ₂ O ⁻	0.20	0.13	0.36	0.20	0.89	1.74	0.10	0.08	0.04	0.46	0.12	0.08
H ₂ O ⁺	1.26	1.26	4.89	2.39	3.27	1.62	3.26	1.88	0.79	0.68	0.68	0.70
P ₂ O ₅	0.11	<0.01	0.07	0.09	0.02	<0.01	0.06	0.09	0.04	<0.01	0.07	0.40
CO ₂	0.14	0.34	0.03	0.23	0.20	0.10	0.07	0.04	0.29	0.10	0.10	0.26
S	0.04	0.13	0.31	0.20	0	0	0.06	0.18	0.14	<0.01	0.07	0.18
F	0.008	0.008	0.007	0.007	0.009	0.005	0.007	0.01	0.011	0.005		0.019
Cl	0.012	0.023	0.016	0.034	0.011	0.011	0.012	0.033	-	0.035	0.044	0.013
Cr ₂ O ₃	0.24	0.007	0.10	0.26	-	-	-	-	-	-	0.66	-
V ₂ O ₅	<0.025	0.037	0.067	0.043	-	-	-	-	-	-	0.037	-
Ni	0.04	0.047	0.04	0.09	-	-	-	-	-	-	0.03	-
Co	0.009	0.008	0.008	0.011	-	-	-	-	-	-	0.004	-
Cu	0.01	0.015	0.032	0.09	-	-	-	-	-	-	0.003	-
Сумма	99.80	99.87	99.99	100.07	99.50	100.19	99.54	100.01	99.72	99.82	99.70	100.32

ПРИМЕЧАНИЕ. Дунитовый Блок (1-6): 1 - дунит (С-1525, гл.143.0 м), 2 - подрудный дунит (С-1585, гл.146.5 м), 3 - надрудный дунит (С-1585, гл.99.5 м), 4 - подрудный дунит (С-1612, гл.22.4 м), 5 - надрудный дунит (С-1612, гл.8.3 м), 6 - подрудный дунит (С-1651, гл.369.5 м). Породы подстилающие Дунитовый блок (7-8): 7 - гарцбургит (С-1651, гл.495 м), 8 - ортопироксенит (С-1651, гл.385.9 м). Гора Сопча: 9 - ортопироксенит (обр.14); гора Ниттис (10-12): 10 - оливинный ортопироксенит (обр.1043), 11 - ортопироксенит (обр.1049), 12 - меланонорит придонной зоны (обр.1066); гора Нюд (13-16): 13 - оливинный норит (обр.26), 14 - микрогаббро, седберит (обр.1516), 15 - роговик (обр.1517), 16 - подстилающий норит (обр.1517/1); предгорье Вурэчуайвенч (17-19): 17 - лейкогаббронорит (С-1803, инт. 83-95 м), 18 - анортозит (С-1803, инт. 36-65 м), 19 - габбронорит пегматоидный; 10 аномалия: 20 - габбро пегматоидное (проба М44). Мончетундровский массив (21-22): 21- норит из верхнего эндоконтакта тела ультрабазитов (скв.М-1, гл.2038.5 м), 22 - анортозит из поздней жилы, Пентландитовое ущелье (обр.1511/1). Породы малых интрузий (23-26): 23 - пироксенит Островского массива (обр.2080), 24 - оливин-баркевикитовый диорит Бауманского массива (проба М43), 25 - габбронорит Улитоозерского массива (проба М45), 26 - диорит комплекса Анистундра, севернее Улитоозерского массива (проба М46). Пегматиты (27-32): 27 - пегматоидный оливинный пироксенит, гора Травяная (проба М6); 28 - габбро-пегматит, гора Ниттис (скв.М-8, гл.619.4 м); 29 - пегматоидный оливинный

пироксенит, гора Сопча (обр.20); 30-32 - пегматоидные габбронориты, гора Нюд (Терраса). Крупнозернистые габбронориты из даек локального комплекса Дунитового блока (33-36): 33 - С-1501, гл.132.4 м, 34 - С-1518, гл.142.7 м, 35 - С-1518, гл.135.2 м, 36 - С-1518, гл.150.4 м. Породы локального дайкового комплекса Дунитового блока (37-42): 37 - габбронорит (С-1570, гл. 101.1 м), 38 - габброид магнетитовый (С-1585, гл.151.8 м), 39 - микрогаббро (С-1593, гл.145.4 м), 40 - микрогаббро магнетитовое (С-1593, гл.125 м), 41 - гранофир (С-1593, инт. 63-73 м), 42 - микрогранит (С-1580, инт.165-195). Породы регионального дайкового комплекса (43-49): 43 - габбронорит оливинный, Приозерное (проба М17); 44 - микрогаббро меланократовое, Морошковое озеро (проба М32); 45 - оливинное микрогаббро меланократовое (С-1717А, инт.9-15 м), и 46 - то же (С-1717А, инт.19-23 м), Лойпишнюн; 47 - высокотитанистый долерит-I (обр.2003) и 48 - оливинный микронорит (обр.2004), гора Кумужья; 49 - высокотитанистый долерит-II (обр.2076), гора Мончетундра. Анализы выполнены в химико-аналитической (породообразующие) и спектральной (редкие элементы) лабораториях Геологического института КНЦ РАН.

Продолжение табл.5.1

	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	54.37	58.42	47.71	51.82	53.04	53.5	53.76	53.51	53.48	52.2	51.7	49.32
TiO ₂	0.31	0.89	0.20	0.48	0.11	0.28	0.27	0.55	0.31	0.25	0.38	1.10
Al ₂ O ₃	16.59	16.97	6.03	15.87	1.49	15.16	10.89	8.74	14.53	15.65	16.99	12.36
Fe ₂ O ₃	1.43	2.60	5.49	2.78	6.90	1.84	1.32	3.62	1.42	2.19	2.20	4.93
FeO	5.88	4.34	7.85	5.24	5.10	5.4	8.74	7.23	7.5	7.44	5.8	11.00
MnO	0.12	0.11	0.18	0.12	0.18	0.12	0.19	0.14	0.2	0.2	0.15	0.23
MgO	7.19	3.28	25.14	8.45	28.16	9.67	14.08	15.54	7.68	8.21	6.24	7.58
CaO	10.01	7.33	4.37	9.99	1.68	10.27	6.54	4.91	9.74	9.92	11.76	9.21
Na ₂ O	2.63	3.47	0.57	2.41	0.06	1.91	1.15	2.05	2.45	2.05	2.19	1.77
K ₂ O	0.44	1.11	0.08	0.49	0.005	0.11	0.16	0.43	0.44	0.24	0.21	0.34
H ₂ O ⁻	0.06	0.06	0.06	0.16	0.06	0.17	0.16	0.12	0.12	0.12	0.12	0.15
H ₂ O ⁺	0.57	0.69	0.76	1.23	0.92	0.87	1.56	1.71	1.28	1.62	1.29	1.44
P ₂ O ₅	0.06	0.21	<0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01
CO ₂	0.04	0	0.31	0.007	0.17	0.25	0.08	0.25	0.08	0.07	0.30	0
S	0.13	0.17	1.27	0.37	0.4	0.08	0.09	1.35	0.05	0.07	0.17	0.25
F	0.007	0.027	0.007	0.021	0.005	0.007	0.007	0.02	0.009	0.004	0.011	0.008
Cl	0.013	0.043	0.007	0.006	0.005	0.012	0.11	0.037	0.43	0.16	0.084	0.06
Cr ₂ O ₃	-	-	0.20	0.027	0.34	0.10	0.14	0.14	0.0084	0.0033	0.0018	0.006
V ₂ O ₅	-	-	0.0073	0.017	0.0071	0.01	0.015	0.011	0.012	0.016	0.019	0.038
Ni	-	-	0.3	0.067	0.81	0.017	0.047	0.16	0.015	0.016	0.016	0.017
Co	-	-	0.016	0.0065	0.024	0.0054	0.0095	0.013	0.0054	0.0082	0.0062	0.0062
Cu	-	-	0.10	0.075	0.61	0.0074	0.0075	0.27	0.0089	0.015	0.032	0.049
Сумма	99.85	99.72	100.66	99.65	100.09	99.80	99.37	100.81	99.78	100.46	99.71	99.87

Окончание табл.5.1

	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49
SiO ₂	50.69	54.00	53.41	51.95	63.28	75.83	52.11	49.7	44.15	45.24	50.45	46.84	46.65
TiO ₂	0.42	1.89	1.55	0.56	1.08	0.23	0.26	0.67	1.27	1.28	3.74	0.3	4.08
Al ₂ O ₃	9.47	13.65	14.08	14.96	13.32	9.44	12.56	9.63	5.94	6.86	11.67	11.58	13.7
Fe ₂ O ₃	2.09	3.06	4.63	2.87	2.77	2.00	3.09	2.01	5.62	4.13	3.21	2.24	4.49
FeO	11.21	9.45	8.5	7.94	5.61	0.92	6.51	9.7	7.96	8.03	12.57	7.72	9.9
MnO	0.24	0.14	0.17	0.22	0.12	0.03	0.16	0.18	0.2	0.18	0.24	0.17	0.2
MgO	13.91	3.59	4.43	6.97	2.00	0.52	12.18	14.04	18.09	17.49	3.73	19.51	5.44
CaO	7.79	7.44	8.04	10.05	4.06	1.18	9.49	7.65	10.35	11.08	7.72	8.83	8.58
Na ₂ O	1.18	2.91	1.99	1.87	3.05	3.8	1.69	1.67	0.92	1.02	2.64	0.88	3.29
K ₂ O	0.2	1.42	1.16	0.34	2.73	3.6	0.4	0.92	0.28	0.31	1.41	0.03	0.79
H ₂ O ⁻	0.2	0.19	0.22	0.08	0.08	0.4	0.18	0.19	0.36	0.3	0.51	0.17	0.31
H ₂ O ⁺	2.09	1.4	1.27	1.28	1.21	1.21	1.04	2.74	3.71	3.32	1.7	1.33	1.54
P ₂ O ₅	0.01	0.19	0.15	0.01	0.15	0.08	0.05	0.13	0.26	0.21	0.48	0.08	0.64
CO ₂	0.41	0.08	0.17	0.4	0.13	0.3	0.19	0.29	0.15	0.07	0.06	0.27	0.24
S	0.16	0.02	0.14	0.11	-	<0.01	0	0.02	0.07	0.16	-	0.05	0.11
F	0.027	0.037	0.033	0.012	0.046	0.011	0.013	0.037	0.14	0.16	0.072	0.008	0.099
Cl	-	0.005	-	-	<0.004	0.011	0.006	0.036	0.056	0.026	0.004	0.039	0.095
Сумма	100.10	99.47	99.94	99.62	99.64	99.56	99.93	99.61	99.53	99.87	100.21	100.05	100.15
Cr	400	36.5	37	56	20	9	1799	2000	1100	1500	46	2800	170
Ni	420	66.2	70	120	25	5	350	670	920	1000	49	1200	120
Co	87	44.4	50	64	22	4	59.3	68	85	96	35	100	54
Cu	53	89.7	120	150	98	77	97.9	93	130	140	330	82	80
V	120	518	620	260	270	38	223	130	220	240	280	140	240
Sr	160	312	248	321	135	-	162	262	257	659	169	18	919
Nb	5	5.8	5	5	5	-	2.29	5	54	109	23	5	35
Y	5	26	14	4	22	-	12.6	7	12	17	73	9	20
Zr	11	132	91	160	163	-	51.6	92	221	314	390	11	220
Rb	4	44.5	54	8	102	-	10.5	24	3	11	53	5	19

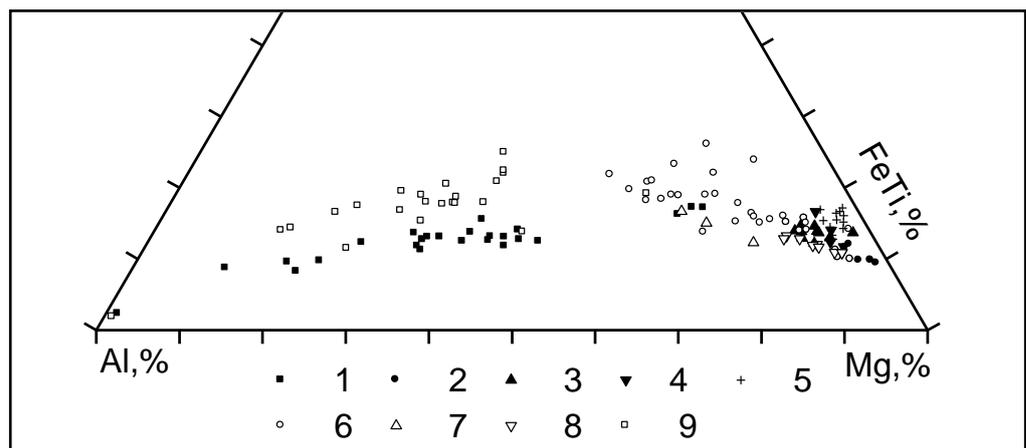


Рис.5.8. Эволюция химического состава пород Мончегорского и Мончетундровского массивов на диаграмме Mg - (Fe+Ti) - Al (ат.%).
 Породы Мончеплутона (1-5): 1 - габбронориты, меланонориты и анортозиты предгорья Вурэчуайвенч, 2 - дуниты Дунитового блока,

3 - гарцбургиты и 4 - ортопироксениты массивов НКТ-Сопча, 5 - породы рудного пласта «330» горы Сопча. Породы скв. М-1 (6-9): 6 - нижняя зона Мончетундровского массива; 7 - приконтактные нориты и плагиоортопироксениты и 8 - плагиогарцбургиты из тела ультрабазитов; 9 - верхняя зона Мончетундровского массива

Вариационные диаграммы $Al_2O_3 - MgO$ и $FeO - MgO$ (рис.5.9) отражают те же закономерности. На первой хорошо виден разрыв между ультрабазитовым и базитовым рядами пород. Он отражает не только разный состав расплавов, но является результатом гравитационного фракционирования ортопироксена из габброидного расплава. Разница в удельном весе ортопироксена и расплава большая, поэтому он опускается на дно магматической камеры и с большой относительной скоростью и не образуется породы, промежуточные по составу между придонным меланократовым кумулатом и мезократовым габброноритом. Последний представляет собою продукт кристаллизации остаточного габброидного расплава.

Анализ распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) при сопоставлении широкого набора пород разного состава, возраста и формационной принадлежности дает полезную информацию о происхождении отдельных пород и массивов в целом.

На рис.5.10 представлены графики распределения редких земель, нормированных к хондриту, в породах Мончеплутона без пород придонной зоны НКТ и «критического» горизонта горы Нюд. На нем четко различаются два типа распределения. Один, близкий хондритовому, представляет ультрабазитовый ряд (дуниты-гарцбургиты-ортопироксениты) массивов НКТ-Сопча. Другой, для которого устанавливается обогащение редкими землями и в большей степени легкими, характеризует ряд меланонориты - габбронориты - лейкогаббронориты массива предгорья Вурэчуайвенч. Между ними существует четко выраженный разрыв, который свидетельствует о разных составах магматических расплавов для ультрабазитового массива НКТ-Сопча и габброноритового - Нюд, Поаз, предгорья Вурэчуайвенч.

Рассмотрим поведение РЗЭ в габброидах Мончетундровского массива скв. М-1, раздельно для нижней и верхней зон (рис.5.11). Породы обеих зон хорошо различаются по содержанию РЗЭ, но имеют однотипный характер спектров - небольшое увеличение легких редких земель и слабо выраженную положительную Eu-аномалию. Подобные спектры можно объяснить фракционированием оливина (обедненного РЗЭ) и накоплением плагиоклаза (обогащенного Eu^{2+}), что хорошо согласуется с петрографическими наблюдениями. Одна из проб имеет отрицательную Eu-аномалию. Она характеризует гранофировые образования, широко развитые в скважине, и представляет собою материал подплавления кислых пород.

Нормированные спектры РЗЭ в породах Мончетундровского массива и Мончеплутона в общем близки между собою. В первую очередь, это относится к породам габброидного ряда. В плагиоклазовых кумулатах обоих массивов наблюдается небольшой европиевый максимум, обусловленный фракционированием плагиоклаза. В наибольшей степени процесс фракционирования плагиоклаза выражен в массиве предгорья Вурэчуайвенч и в большинстве пород Мончетундровского массива. Меланократовые породы

нижней зоны массива по сравнению с породами ультрабазитового ряда Мончеплутона характеризуются несколько повышенным и более фракционированным распределением РЗЭ, что согласуется с высказанными выше представлениями о существенном изменении состава расплавов в камере Мончетундровского массива.

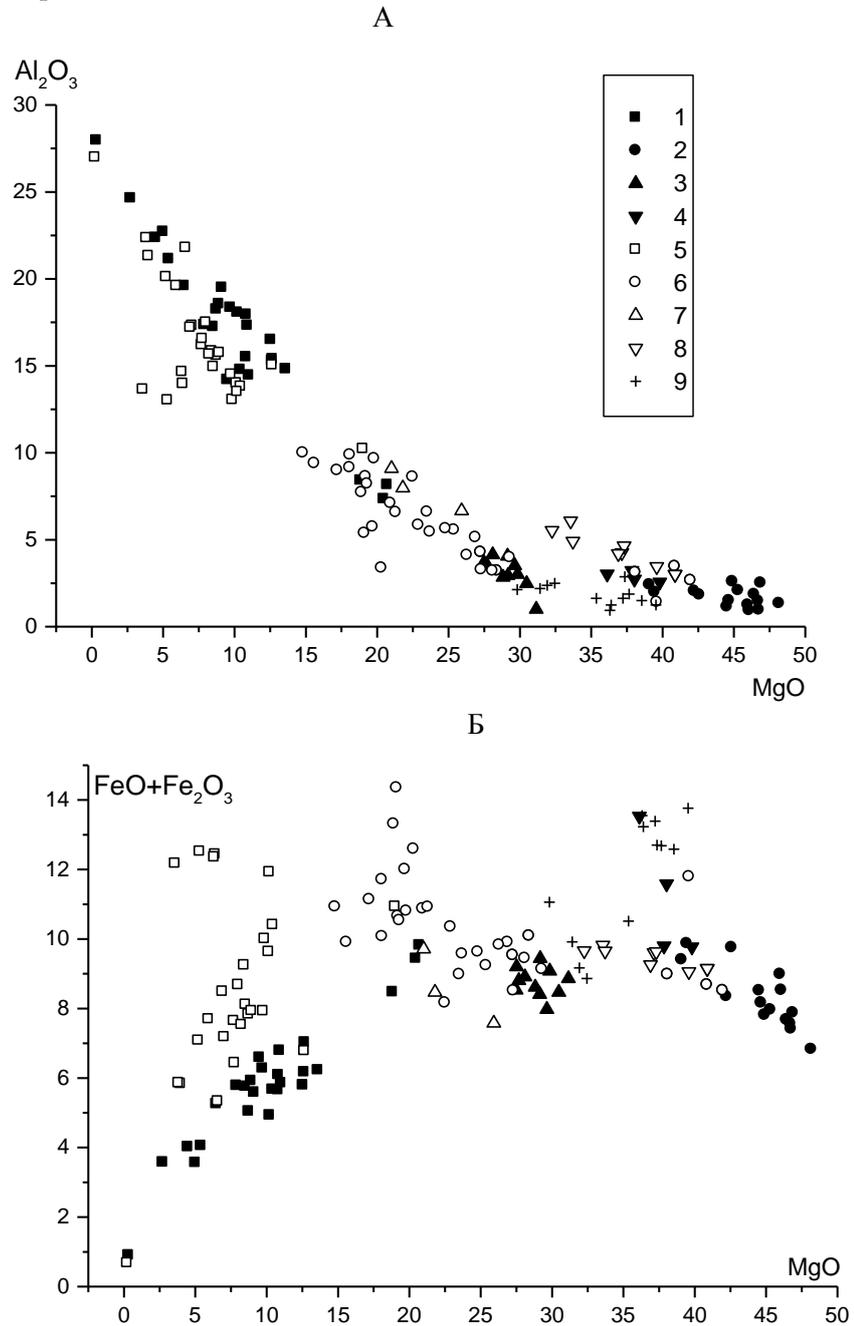


Рис.5.9. Химический состав пород Мончеплутона и Мончетундровского массивов на вариационных диаграммах $MgO - Al_2O_3$ (А) и $MgO - (FeO+Fe_2O_3)$ (Б). Условные обозначения см. рис.5.8

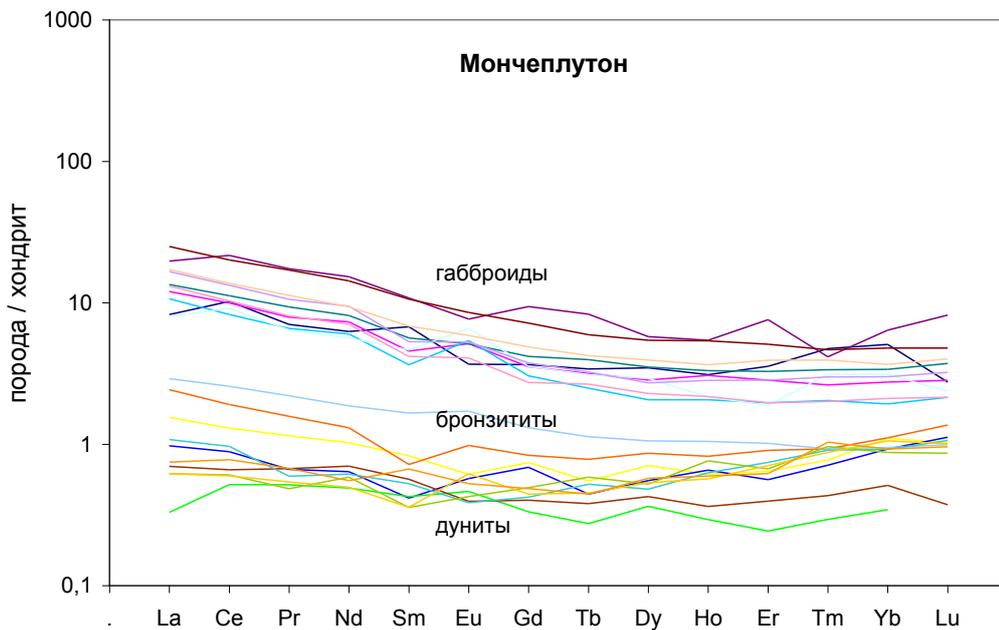


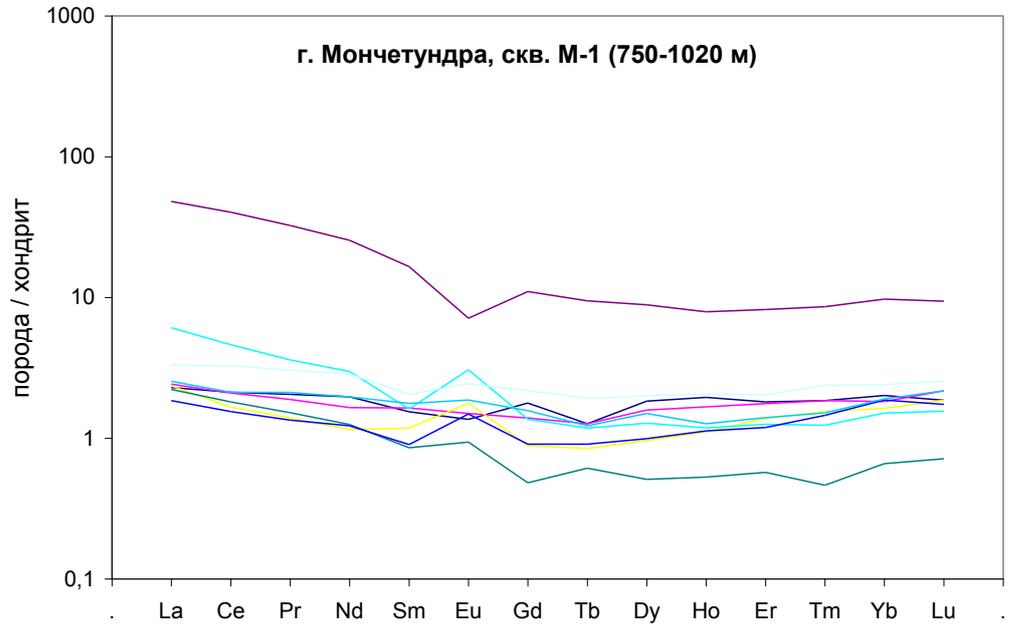
Рис.5.10. Нормированное к хондриту, распределение содержания редкоземельных элементов в породах Мончеплутона (НКТ, Сопча, Дунитовый блок и габбро-пегматиты придонной зоны) без пород «критического» горизонта горы Нюд

На участке Пентландитовое ущелье были обнаружены поздние жильные анортозиты, секущие не только габбронориты и лейкогаббронориты верхней зоны Мончетундровского массива, но и амфиболизированные дайки основного состава. Аналогичные образования встречаются в керне скв. М-1 и в районе предгорья Вурэчуайвенч. Для них характерен аномальный спектр РЗЭ: сильное обогащение легкими РЗЭ и значительная Eu-аномалия (рис.5.12), а также низкие содержания Zr. Жильные анортозиты, по-видимому, имеют метаморфическое происхождение, поскольку приурочены к мощной зоне бластокатаклизитов и бластомилонитов.

Для ультрабазитов, вскрытых скважиной М-1 под Мончетундровским массивом, обнаружено аномально высокое содержание РЗЭ. По их сумме они сопоставимы с породами габброидного ряда обоих массивов, а по фракционированности даже превосходят последние (рис.5.13). Верхние графики на этом рисунке характеризуют приконтактные ортопироксениты и нориты, а нижние - плагиогарцбургиты центральной части тела, т. е. содержание РЗЭ еще более увеличивается по направлению к контактам.

Наличие такой зональности, а также отрицательной Eu-аномалии прямо указывает на контаминацию сиалическим материалом, так как смешение с габброидным расплавом не может привести к столь резкому возрастанию содержания редких земель. В разрезе скважины, а также в пределах Мончеплутона, широко развиты гранофиры и микрограниты, для которых характерным является высокое содержание РЗЭ и отрицательная Eu-аномалия (рис.9.6). Контаминация их ультраосновным расплавом вполне могла обеспечить наблюдаемую концентрацию РЗЭ. Поэтому при рассмотрении ультрабазитов в качестве корней Мончеплутона необходимо учитывать, что они являются продуктом кристаллизации контаминированного расплава.

А



Б

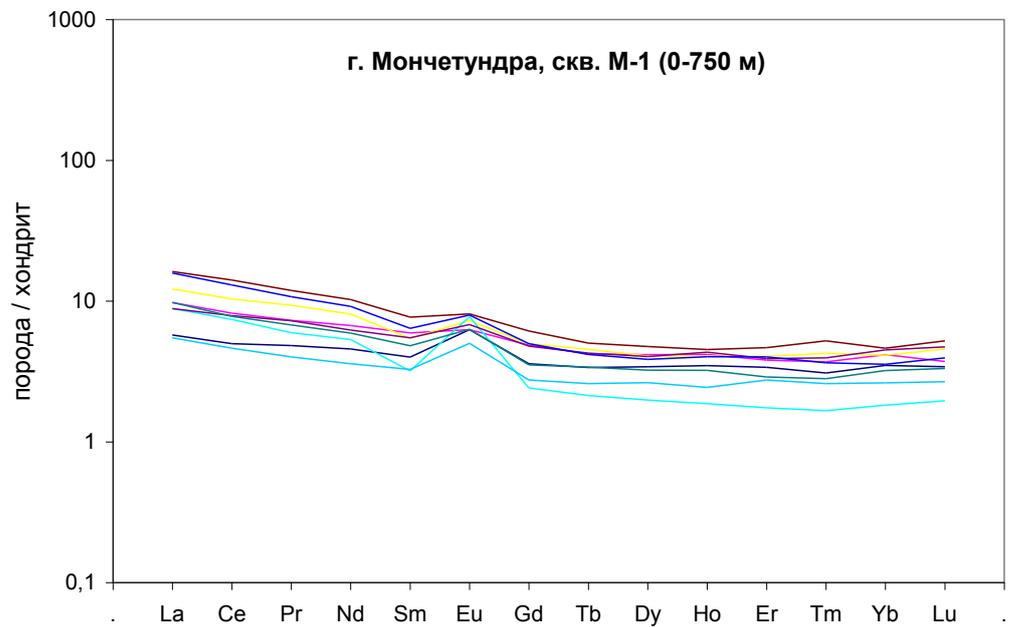


Рис.5.11. Нормированное к хондриту, распределение содержания редкоземельных элементов в породах верхней (А) и нижней (Б) зон Мончетундровского массива (скв. М-1)

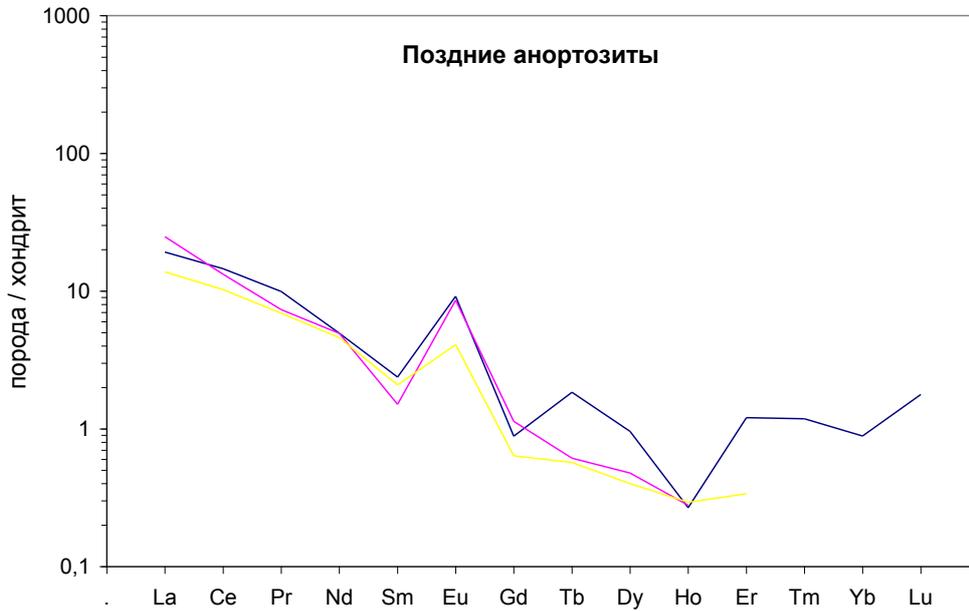


Рис.5.12. Нормированное к хондриту распределение содержания редкоземельных элементов в жильных анортозитах Мончеплутона (предгорье Вурэчуайвенч) и Мончетундровского массива (Пентландитовое ущелье)

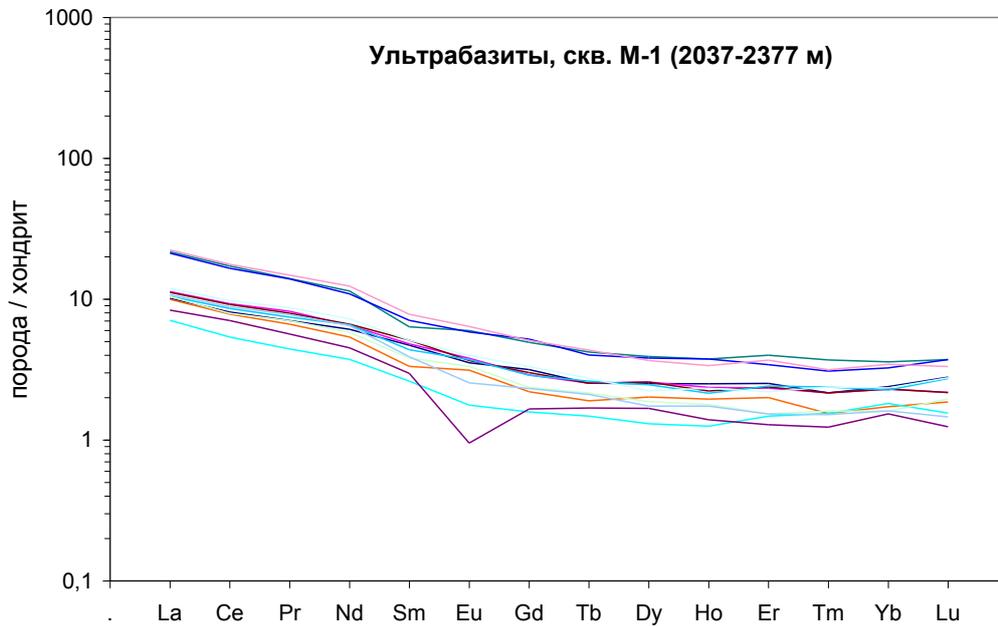


Рис.5.13. Нормированное к хондриту распределение содержания редкоземельных элементов в породах ультрабазитового тела, вскрытого скв. М-1 (инт. 2037-2377 м)

Для характеристики пород вмещающего комплекса были опробованы вскрытые скв. М-1 плагиогнейсы (инт. 1346 м) и гиперстеновые диориты (инт. 1800 м). Для сравнения также были изучены типичные диориты Анис-тундры, залегающие севернее Улитоозерской интрузии. Для них устанавливается аномальная обогащенность легкими РЗЭ, резкая обедненность тяжелыми и значительная Eu-аномалия, не характерная для диоритов Анис-тундры (рис.5.14).

Для этих пород типичным является также аномально-низкое содержание калия. В то же время высоким содержанием калия обладают жильные гранофиры и микрограниты. Сопоставление распределения содержания РЗЭ в этих породах (рис.5.14 и 9.6) позволяет прийти к выводу об их комплементарности.

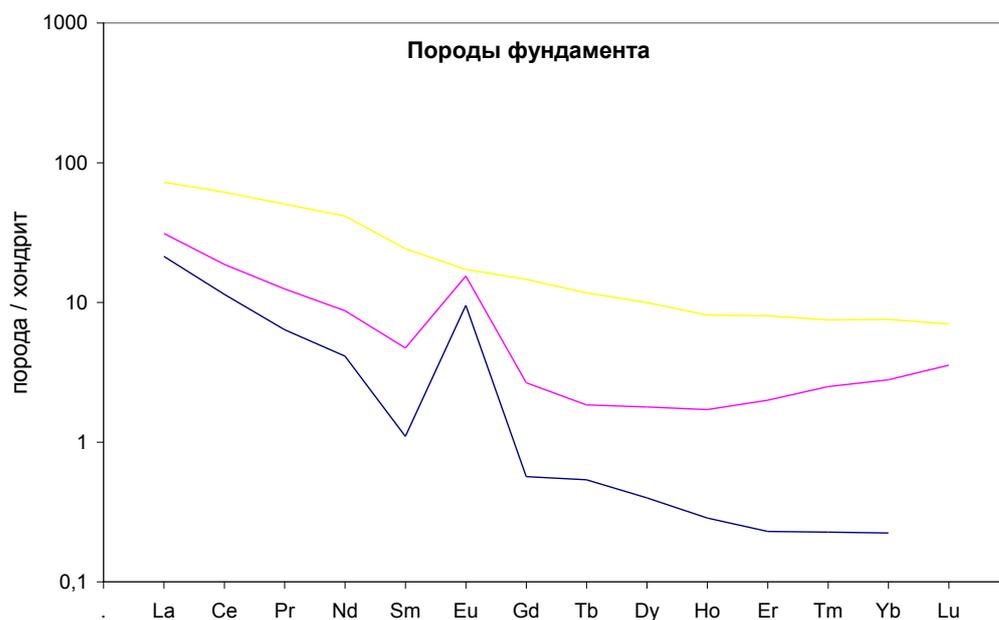


Рис.5.14. Нормированное к хондриту распределение содержания редкоземельных элементов в плагиогнейсах и гиперстеновых диоритах архейского комплекса скв. М-1 (два нижних графика) и диоритов Анис-тундры (верхний график, проба М46)

Гиперстеновые диориты и плагиогнейсы, по-видимому, были преобразованы под воздействием мощной тепловой проработки архейских пород в результате фракционного выплавления из них гранитоидного вещества, которое затем выжималось в верхнюю часть разреза коры. Жилы гранофилов и микрогранитов, прорывающие все породы в зоне предполагаемого магмоподводящего канала, представляют собой хвосты этого процесса.

Таким образом, гиперстеновые диориты и плагиогнейсы, вскрытые скв. М-1, представляют собою рестит, а фракционирование плагиоклаза, определяющее Eu-аномалию, происходило в процессе выплавления из них гранитоидного расплава. Состав рестита определяется первичным составом исходных пород. Гиперстеновые диориты могли образоваться из кварцевых диорито-гнейсов, а плагиогнейсы - из биотитовых гнейсов. Источником

тепловой энергии для палингенеза служила огромная масса мантийных расплавов и поток мантийных флюидов, поступающих через подводящий канал.

Возрастание концентрации РЗЭ в породах может происходить и после их кристаллизации под воздействием поздних метасоматических процессов. Так, на рис.5.11А один график, максимально обогащенный РЗЭ, резко выбивается из общей картины. Он характеризует окварцованный меланонорит, расположенный рядом с жилой гранофира. По распределению РЗЭ и наличию Eu-минимума меланонорит сходен с гранофиром (рис.9.3), а по химическому составу характеризуется аномально высокой железистостью, что обусловлено новообразованием магнетита. Широкое развитие в разрезе нижней зоны Мончетундровского массива пород с аномально высокой железистостью также можно связать с постмагматическим преобразованием.

Выводы

Мончетундровский массив так же, как и Мончеплутон формировался в результате внедрения и кристаллизации двух самостоятельных, последовательно внедрившихся расплавов ультраосновного и основного состава.

Исходные для Мончеплутона, расплавы имели наименее дифференцированный состав, а Мончетундровский массив образовался из более эволюционированных мантийных расплавов, зародившихся в том же субстрате.

Между Мончеплутон и Мончетундровским массивом располагалась глубинная магмопроницаемая зона, которая являлась магмоподводящим каналом. В ее пределах концентрируется большое количество мелких интрузий ультрабазитов и даек основного состава. В постинтрузивный период зона была сильно переработана в результате многократных тектонических движений. Наиболее интенсивные движения, которые привели к образованию мощной зоны бластокатаклазитов и бластомилонитов северо-западного простирания, происходили 2.0-1.9 млрд лет назад.

Дополнительным фактором процессов эволюции магматических расплавов является процесс их контаминации сиалическим материалом, в наибольшей степени проявленный при формировании ультрабазитов подводящих каналов. Внедрение огромных масс ультраосновного и основного составов и интенсивный флюидопоток привели к выплавлению гранитных расплавов из пород архейского комплекса и образованию жильных гранофиров.

Глава 6

УМБАРЕЧЕНСКО-ИМАНДРОВСКИЙ ХРОМИТОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС НОРИТ-ГАББРОНОРИТОВ

6.1. Геологическое положение комплекса

Умбареченско-имандровский интрузивный комплекс пространственно располагается на северо-западном фланге Имандра-Варзугской зоны карелид. В отличие от расслоенных массивов типа Мончеплутона, Федорово-Панских тундр, сформированных, а затем частично эродированных до начала отложения супракрустальных толщ, он прорывает вулканогенные образования сейдореченской свиты или нижней части разреза карельского комплекса и является завершающим в ряду магматитов сумийского возраста.

Комплекс включает в себя четыре пространственно сближенных на дневной поверхности массива: Умбареченский, Северный, гора Майявр - гора Девичья (далее Майяврский) и Ягельный (рис.6.1).

Умбареченский массив протягивается в восточном направлении от оз.Имандра до р.Умба и далее через 10 км выклинивается. Общая протяженность его выходов составляет около 70 км. Основная часть массива залегает в южном крыле синклинальной структуры, между толщей кислых вулканитов сейдореченской свиты и архейским фундаментом, и только крайняя его западная часть, расположенная на западном берегу оз.Имандра, на протяжении около 10 км полностью залегает в породах архейского комплекса. На западном фланге массив срезан Чунозерским глубинным разломом.

Массив имеет плитообразную форму с изменчивой мощностью (0.5-1.5 км), нарушенной разрывной тектоникой. Контакты массива и его внутренняя расслоенность падают на северо-восток под углом 25° под вулканогенно-осадочные толщи, на западном фланге угол падения увеличивается до 40°. На одном из участков массив резко выполаживается и его выходы представлены эрозионными останцами придонных пород, самый крупный из которых представлен на горе Большая Варака. Последний на многих геологических картах выделен под собственным наименованием.

Северный массив имеет общую протяженность 13 км. На востоке он ограничен интрузивным контактом Хибинского плутона нефелиновых сиенитов палеозойского возраста, а на западе - субмеридиональным разломом. Выходы его пород представлены на восточном берегу оз.Большая Имандра в Прихибинье и на западном - на полуостровах Монча и Сеяваренч, которые раньше выделялись как отдельные массивы. Форма Северного массива плитообразная, нарушенная разрывной тектоникой.

Общая мощность разреза Северного массива составляет 2.8 км. Он залегает между толщами андезибазальтов и кислых вулканитов сейдореченской свиты в северном крыле синклинальной структуры. Падают массив на юго-запад под углом 45-50° согласно с залеганием вмещающих его вулканитов.

В Прихибинье в разрезе массива установлена клиновидная пластина метаморфизованных вулканитов сейдореченской свиты, мощность которой быстро увеличивается до 500 м в восточном направлении.

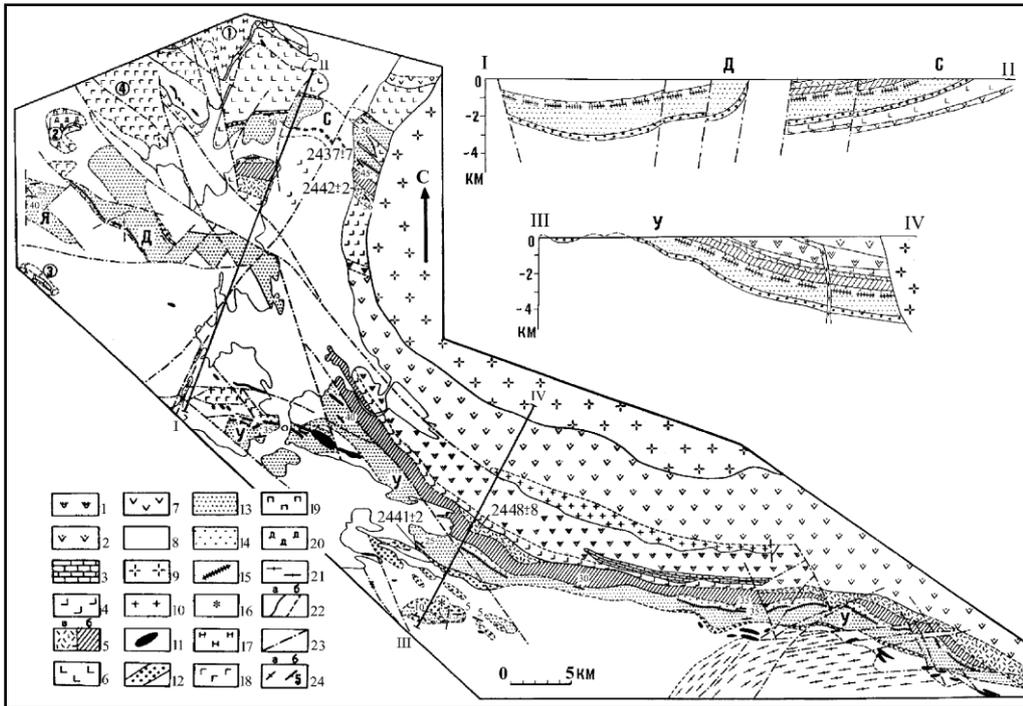


Рис.6.1. Схема геологического строения умбарченско-имандровского интрузивного комплекса и поперечные разрезы. Составлена Ж.А.Федотовым по данным геолого-съёмочных и поисковых работ. Супракрупальные образования: 1-7 - ранний протерозой: 1 - вулканогенно-терригенные породы солёноозерской и 2 - толеитовые базальты митриярвинской свит (людиковий); 3 - терригенно-карбонатные породы умбинской свиты, ятулий; 4 - высокомагнезиальные базальты полисарской свиты (сарюлий); 5 - кислые вулканиты (а), палингенные гранофиры по ним (б) и 6 - высокомагнезиальные вулканиты сейдореченской свиты (сумий); 7 - толеитовые базальты кукишинской свиты (сумий); 8 - архейские гнейсы. Интрузивные образования: 9 - нефелиновые сиениты Хибинских тундр; 10 - сиениты массива Соустова; 11 - ультраосновные интрузии; 12-15 - породы Имандровского лополита: 12 - меланонориты нижней Расслоенной, 13 - габбронориты Главной и 14 - феррогаббродиориты Прикровлевой зон, 15 - маркирующий горизонт габбро-анортозитов и вышележающие рудные габбро; 16 - месторождение хромитовых руд Большая Варака; 17-20 - породы других интрузий: 17 - нориты, 18 - габбронориты, 19 - пироксениты. 20 - дуниты; 21 - архейские граниты; 22 - геологические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 23 - разломы; 24 - элементы залегания расслоенности (а - вертикальное, б - наклонное). Буквами обозначены массивы Имандровского лополита: С - Северный, Д - Майявр-Девичья, Я - Ягельный, У - Умбарченский. Номера в кружках: Мончегорский плутон (1), Островской массив (2), массив Тулявр (3) и Мончетундровский (4) массив. 2441 ± 2 - изотопный U-Pb возраст пород, в млн лет

Майяврский массив (гора Майявр - гора Девичья) протягивается на 18 км в северо-западном направлении от оз.Имандра до горы Островская. Он имеет форму вертикальной плиты мощностью 2.5 км, осложненной разломами, и залегает согласно в амфиболитах с реликтивными признаками вулканогенного происхождения предположительно архейского возраста.

Массив горы Ягельной имеет размер 2×2.5 км и залегает моноклинально с падением расчлененности на юг под углами 25-40°. Обнажен только его западный, тектонический контакт, в пределах которого метагаббронориты прорываются линзовидным телом серпентинизированных перидотитов. Вмещающими породами являются гранат-мусковитовые гнейсы архейского комплекса. Мелкие тела метаперидотитов встречаются и внутри массива - в измененных габброноритах.

Вопрос о соотношении различных массивов комплекса является дискуссионным и многократно обсуждался в литературе (Докучаева и др., 1980, 1982, 1992; Имандра-Варзугская..., 1982). Были предложены две диаметрально противоположные гипотезы: 1) они представляют собою геологически самостоятельные тела, сформированные в результате внедрения магм в разные, не связанные между собой магматические камеры; 2) массивы являются в настоящее время тектоническими блоками первоначально крупной интрузии лополитообразной формы, названной Имандровским лополитом.

Первая гипотеза исходит из факта изолированности выходов отдельных массивов на дневной поверхности, хотя и пространственно сближенных. Вторая гипотеза, впервые предложенная автором совместно с В.С.Докучаевой и А.А.Жангуровым (Докучаева и др., 1982), базируется на однотипности разрезов всех массивов, четком разделении их на массивы южного крыла, падающие на север, и северного крыла, падающие в южных румбах, одинаковом, согласном с вмещающими толщами, залегании массивов северного и южного крыльев на одном стратиграфическом уровне - под толщей кислых вулканитов сейдореченской свиты, а также близости состава пород и однотипной геохимической и рудной (феррохромит, титаномагнетит) специализации. Сложнее доказывается связь массивов западного фланга, залегающих в супракрустальных образованиях архейского комплекса. В пространстве между ними располагается обширная гравитационная аномалия, которая предположительно связана с крупным, погруженным на глубину до 4 км, пологозалегающим плотным телом (Павловский и др., 1976). Разработанная нами совместно с геофизиками (глава 3) трехмерная плотностная модель Мончегорского района более точно увязывает эту аномалию с массивами западного фланга. На основе этой модели построен геологический разрез I-II, представленный на рис.6.1.

Таким образом, обсуждаемая аномалия однозначно связывает массивы северного и южного крыльев на западном фланге в единое интрузивное тело. К сожалению его западная граница не установлена, так как гравитационная аномалия осложнена влиянием в районе Чуна-тундры роями более молодых массивов ультраосновного и основного состава друзитового комплекса и клинопироксенит-верлитовой формации.

Исходя из вышеизложенного, умбареченско-имандровский интрузивный комплекс первоначально представлял собой единое крупное пластовое тело с корневой зоной в районе Чуна-тундры. Западная часть интрузии внедрилась в породы архейского комплекса и первоначально полого поднималась к дневной

поверхности в восточном направлении, а на востоке в пределах карельского бассейна внедрилась под толщу кислых вулканитов сейдореченской свиты и приобрела здесь форму лополита, выклинивающегося на восток. В результате постинтрузивных разновозрастных тектонических движений свекофеннского возраста, первичная форма интрузива была сильно изменена. Прогибание карельского бассейна увеличило углы падения его пород на крыльях. В западной части сохранилась только моноклираль северного крыла. Густая сеть разломов разбила его на множество тектонических блоков, смещенных на разные расстояния и иногда развернутых. Однако на основе анализа всех блоков хорошо реконструируется непрерывный контур единого интрузивного тела как в северном, так и в южном крыльях. Площадь реальных выходов пород интрузива на дневную поверхность составляет 225 км^2 , а вместе с предполагаемым глубинным продолжением - около 1300 км^2 .

Время становления комплекса установлено на основе изучения циркона и бадделеита U-Pb методом (глава 10). Породы нижней расслоенной зоны Умбареченского массива имеют возраст в пределах 2441-2437 млн лет, плагиоклазиты верхней расслоенной зоны Северного массива - 2437 ± 11 млн лет, гранофиры из верхней зоны - в пределах 2442-2434 млн лет. Время отложения дацитов сейдореченской свиты, перекрывающей породы Умбареченского массива, равно 2448 ± 8 млн лет, что свидетельствует об относительной сближенности становления интрузий комплекса с проявлениями кислого вулканизма, который завершает сумийский период.

6.2. Стрoение общего разреза и характеристика пород

Породы умбареченско-имандровского комплекса или Имандровского лополита в целом плохо обнажены. Нижняя половина разреза расслоенной серии наиболее детально изучена в Майяврском массиве на склонах глубоко врезанного оврага, а верхняя - в Северном массиве на Прихибинском участке. Маркирующие горизонты и границы главных типов пород и зон прослежены по данным бурения и по отдельным естественным обнажениям практически по всей площади комплекса. Исключением является массив горы Ягельной, на площади которого не проводились буровые работы, а главные маркирующие горизонты не вскрыты эрозией.

На рис.6.2 показан сводный разрез Имандровского лополита, а на рис.6.3 - разрез Майяврского массива. В общем разрезе лополита выделяются 6 зон (Митрофанов и др., 1995).

Нижняя краевая зона, мощностью преимущественно от 5 до 15 м, реже до 90 м на горе Большая Варака, сложена такситовыми микрогабброноритами, содержащими многочисленные, нередко зональные шпирь крупнозернистых габброидов и анортозитов, размером от микроскопического до 0.5 м. Породы, как правило, сильно рассланцованные и метаморфизованные.

Нижняя расслоенная зона имеет максимальную мощность 120 м, которая уменьшается в восточном направлении вплоть до полного выклинивания. Нижнюю половину ее разреза составляют преимущественно меланократовые нориты, а также хромититы, залегающие в виде пластов мощностью от 0.1 до 0.6 м и реже в раздувах до 1.7 м. Спорадически встречаются также прослои мезократовых габброноритов.

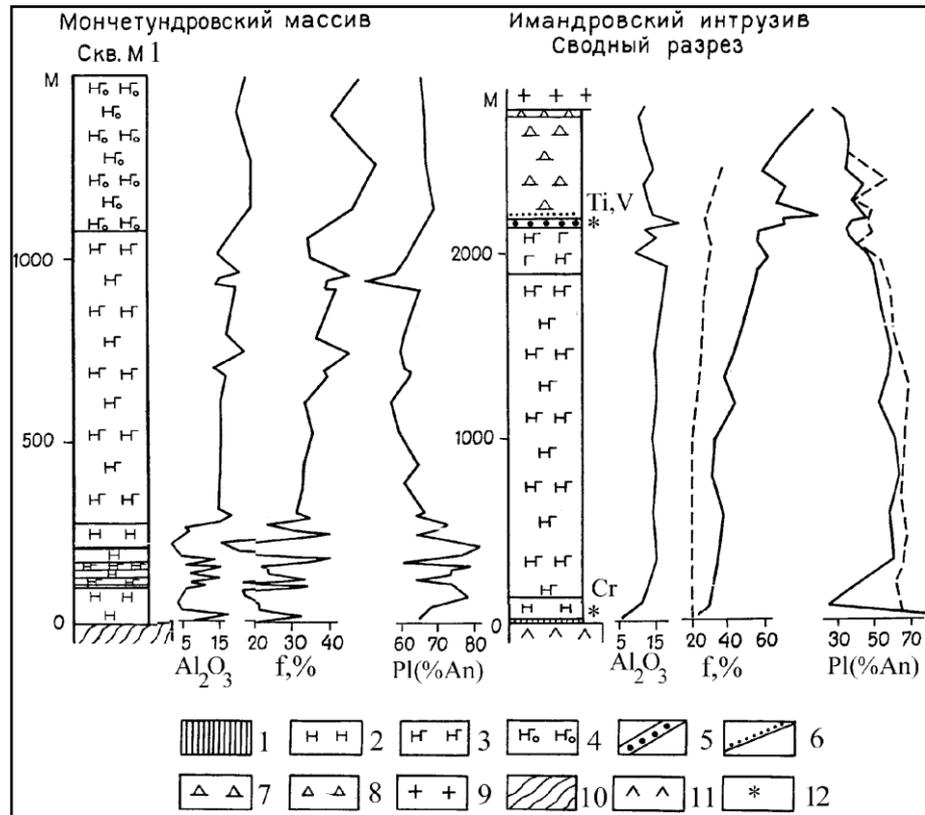


Рис.6.2. Сводный геологический разрез Имандровского доломита и разрез Мончетундровского массива по скв. М-1; показано изменение содержания глинозема, железистости пород и нормативного состава плагиоклаза. 1 - породы краевой зоны, 2 - меланократовый норит, 3 - габбронорит мезократовый и 4 - лейкократовый, 5 - габбро-анортозит, 6 - рудное (титаномагнетитовое) габбро, 7 - феррогаббродиорит, 8 - кварцевый ферродиорит, 9 - гранофир, 10 - плагиогнейс, 11 - андезитобазальт сейдореченской свиты, 12 - рудопроявления. Сплошные линии - графики распределения содержания глинозема (мас. %), железистости пород (f, ат. %), нормативного содержания анортита в плагиоклазе (An, мол. %), пунктирные линии - графики изменения модаляного состава пироксенов (f, ат. %) и плагиоклаза

Общий разрез зоны начинается с первого хромититового пласта, залегающего на такситовом микрогаббронорите. Хромитит испытал на себе воздействие габбро-пегматитов нижней краевой зоны, что привело к частичному перераспределению хромита в виде шпиров. Верхняя часть разреза сложена порфирировидными мезократовыми габброноритами.

Меланонориты представляют собою хромит - ортопироксеновые ортокумуляты с ойкокритами плагиоклаза, клинопироксеном и кварцем в интеркумулясе. В хромититах кристаллы хромита, размером 0.1-0.3 мм, погружены в основную массу силикатного состава и не соприкасаются друг с другом. Основная масса сложена преимущественно биотит-актинолит-

хлоритовым агрегатом. В районе горы Майявр сохранились слабо измененные хромититы, в которых хромит пойкилитически включен в ортопироксен и плагиоклаз. Следовательно, хромититы представляют собой ортопироксен-плагиоклаз-хромитовый кумулат, в котором хромит кристаллизовался как ортокумулат, а силикаты как мезо- или даже адкумулаты. Порфирировидные габбронориты представляют собой ортопироксен-плагиоклазовый кумулат с интеркумулусным клинопироксеном.

Главная зона, сложенная преимущественно однообразными мезократовыми габброноритами, имеет мощность до 2 000 м. В Майяврском массиве ее разрез включает три ритма расслоенности - первый располагается в 500 м от подошвы и имеет мощность 30 м; второй, мощностью 80 м, располагается в 850 м, а третий, мощностью 80 м - в 1000 м от подошвы. В их строении участвуют порфирировидные габбронориты, переслаивающиеся с нормальными габброноритами, ритмичнопереслаивающиеся меланократовые и лейкократовые габбронориты, шилры габбро-пегматитов и мелкие тела

меланократовых порфирировидных габброноритов в форме прерывистых слоев, линз и автолитов иногда с явными складками оползания. В нижнем уровне, в подошве одного из таких тел, обнаружен слой хромитита мощностью 0.5 см. Слои таких же меланократовых пород выявлены среди габброноритов Главной зоны во всех массивах северного крыла. В Умбареченском массиве в ее нижней части на основе повышенной магнитности установлены прослои оливинсодержащих мезократовых габброноритов.

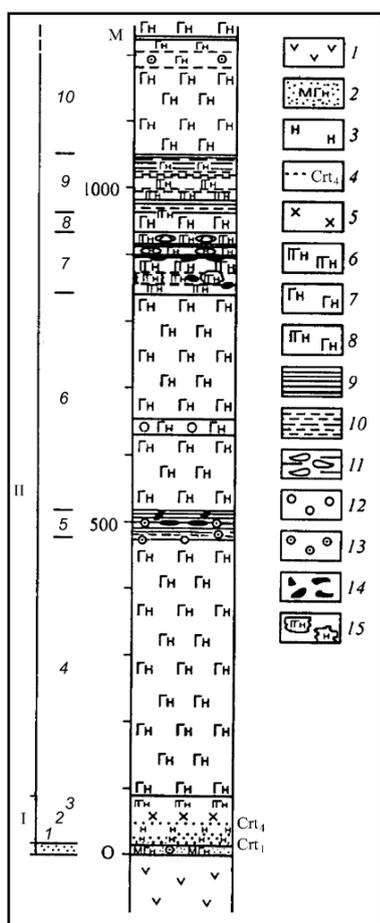


Рис.6.3. Разрез Майяврского массива (гор Майявр - Девичья).

1 - метавулканит архейского комплекса; 2 - такситовый микрогаббронорит нижней краевой зоны; 3-6 - породы нижней расслоенной зоны (I): 3 - меланократовый норит, 4 - хромитит, 5 - меланократовый габбронорит, 6 - мезократовый порфирировидный габбронорит; 7-15 - породы Главной расслоенной зоны (II): 7 - мезократовый однородный габбронорит, 8 - чередование мезократового порфирировидного и однородного габбронорита, 9-10 - горизонты ритмичного (9) и нечетко-ритмичного (10) чередования пород,

11 - линзовидно-полосчатые породы, 12-13 - шилры однородного (12) и зонального (13) крупнозернистого строения, 14 - шилры меланократового состава; 15 - включения автолитов мезократового габбронорита и меланократового норита. Из работы (Митрофанов и др., 1995)

Магматические породы Главной зоны наиболее хорошо сохранились в массиве горы Ягельной, однако его границы не были вскрыты эрозией. Мезократовые габбронориты представляют собой плагиоклаз-двупироксеновые мезо- и адкумуляты с небольшим количеством кварца и кварц-микроклинового микрогранофира в интеркумулясе. Нередко минералы кумулула имеют план-параллельную ориентировку. Меланократовые габбронориты представляют собою двупироксеновые кумулаты. В интеркумулясе располагаются ойкокрисы плагиоклаза, а также кварц. Породы имеют порфириовидный облик, так как ортопироксен и авгит образуют в них крупные кристаллы, а большая часть последнего представлена мелкими пойкилитовыми включениями в плагиоклазе. Оливинсодержащие габбронориты выделяются только по наличию крупных (до 0.5 см) резорбированных и почти полностью замещенных магнетитом зерен оливина.

Верхняя расслоенная зона имеет мощность до 300 м и представляет собою чередование мезократовых и лейкократовых габбро, в нижней части преобладают габбронориты. Завершает разрез зоны горизонт габбро-анортозитов мощностью более 40 м, содержащий редкие маломощные прослои некумулятивных микрогаббро. По составу пород эта зона является переходной от габброноритов Главной зоны к магнетитовым габбро-диоритам кровли. Ее нижняя граница устанавливается достаточно условно. В этой зоне в разрезе массива впервые появляется титаномагнетит и первые маломощные прослои титаномагнетитовых руд.

Наиболее характерной породой этого уровня является лейкогаббро или габбро-анортозит. Она представляет собою типичный плагиоклазовый кумулат, сложенный на 70% крупными лейстами плагиоклаза, до 1 см в длину, с ойкокрисами амфиболитизированного клинопироксена и титаномагнетита, и с кварцем в интеркумулясе. Незакономерное распределение интеркумулясных минералов обуславливает характерный пятнистый или «леопардовый» облик породы.

Прикровлевая зона имеет мощность 300-500 м. В ее основании находится слой пород с обильной вкрапленностью титаномагнетита мощностью до 10 м, залегающий на габбро-анортозитах. В Прихибинье это оруденелый габбро-анортозит, а в Умбареченском массиве - оруденелое габбро. Выше залегают титаномагнетитовые габбродиориты с неясной расслоенностью, связанной с изменением в них, главным образом, содержания титаномагнетита. Венчают разрез два слоя ферродиорита и кварцевого ферродиорита мощностью 15 и 35 м соответственно с повышенным содержанием апатита. Переходы между всеми породами этой зоны, включая и контакт с вышележащими гранофирами, постепенные. Границы установлены только по результатам микроскопического изучения и химического анализа пород.

Породы прикровлевой зоны, как правило, сильно метаморфизованы. Плагиоклаз в них сосюритизирован, пироксен замещен амфиболом, а титаномагнетит - лейкоксеном. Однако наличие реликтов магматических структур позволяет установить их кумулятивную природу. Оруденелые габбро-анортозиты представляют собою титаномагнетит-плагиоклазовый кумулат с пироксеном и кварцем в интеркумулясе, оруденелые габбро и титаномагнетитовые габбродиориты - титаномагнетит-пироксен-плагиоклазовый кумулат, ферродиориты - апатит-титаномагнетит-пироксен-плагиоклазовый кумулат, а кварцевые ферродиориты являются продуктом кристаллизации остаточного расплава, подобный «сандвичевому» горизонту интрузии Скаергард. Кварц и его микрогранофировые сростки с микроклином в небольшом количестве присутствуют во всех породах массива, в кварцевых ферродиоритах их содержание возрастает до 20%.

Зона гранофилов в кровле Имандровского лополита имеет мощность до 600 м. Над ними залегает слоистая толща метавулканитов (дацитов и риолитов) сейдореченской свиты. Природа гранофилов или «имандритов» многократно обсуждалась в литературе. По нашему мнению, они образовались в результате плавления кислых вулканитов кровли, обусловленного термальным воздействием основной магмы. В пользу этой точки зрения свидетельствуют следующие данные: а) полное тождество гранофилов и вышезалегающих вулканитов по химическому составу и по распределению рассеянных и редкоземельных элементов; б) гранофиры известны только в кровле массивов, залегающих под толщей кислых вулканитов; они полностью отсутствуют на контакте основных пород с гнейсами архейских комплексов.

Гранофиры сложены примерно равным количеством кислого плагиоклаза, микроклина и кварца. Темноцветные силикаты - амфибол, биотит и хлорит занимают до 10% от общего объема. Акцессорные минералы - титаномагнетит, апатит, циркон. Плагиоклаз образует толстотаблитчатые кристаллы в микрогранофировом агрегате кварца и микроклина. Темноцветные силикаты распределены пятнами. Гранофировая структура породы в ее первозданном виде сохранилась только на Прихибинском участке, на Мончеполуострове встречаются лишь ее реликты. Микрогранофир подвергался грануляции и превращался в фельзитоподобный агрегат кварца и микроклина. В кровле Умбареченского массива залегают своеобразные порфириоиды по гранофирам, в которых сохранились только лейсты плагиоклаза в фельзитовом агрегате кварца и микроклина.

В результате сравнительного анализа изменения состава пород и состава плагиоклаза по разрезу Имандровского лополита и Мончетундровского массива (рис.6.2) устанавливается следующее: при относительно сходном характере содержания глинозема, при движении вверх по разрезам в Имандровском плутоне значительно сильнее происходит увеличение железистости пород и уменьшение содержания нормативного анортита в плагиоклазе, чем в породах Мончетундровского массива. Это свидетельствует о существенных различиях характера дифференциации, что обусловлено накоплением кремнезема и увеличением фугитивности кислорода на последних этапах кристаллизации в Имандровском лополите.

Имандровский лополит по составу пород, их количественному соотношению и общему строению разреза наиболее близок к расслоенным интрузивным массивам Аканваара и Койтелайнен Северной Финляндии, залегающих на некотором удалении от более известных интрузий Кеми-Пеникат и Койлисмаа (Mutanen, 1997). Для всех трех массивов характерным является преобладание в разрезе мезократовых габброноритов, наличие в верхней зоне магнетитовых габбро, отсутствие верхней краевой зоны, постепенный переход от расслоенного комплекса к гранофирам кровли, хромовая и железо-титан-ванадиевая рудная специализация. Различия же между ними несущественные и легко объяснимые. Так, в массиве Койтелайнен вблизи корневой зоны в основании разреза имеется линза перидотитов мощностью 400 м, которая быстро выклинивается по простиранию. В Имандровском лополите корневая зона находится глубоко под поверхностью и в ней также могут присутствовать оливиновые породы. Обе интрузии Аканваара и Койтелайнен содержат в разрезе большее количество габбро-анортозитов и имеют верхний хромитовый пласт, отсутствующий в Имандровском лополите. В последнем же на этом уровне

располагается самая мощная зона гранофилов. Эти отличия могут быть обусловлены процессами взаимодействия с различными породами кровли. В интрузиях Аканваара и Койтелайнен палингенезу подвергались обогащенные глиноземом и хромом пелитовые сланцы кровли, а в Имандровском лополите - бедные этими компонентами легкоплавкие кислые вулканиты.

Породы Имандровского лополита испытали крайне неравномерные метаморфические преобразования. Судя по составу минеральных метаморфических парагенезисов, степень метаморфизма изменялась от зеленосланцевой фации в северо-восточной части до эпидот-амфиболитовой на юго-западе. Максимальные температуры метаморфизма - 610-670°C получены по гранат-биотитовому геотермометру (Перчук, 1970) для пород массива горы Ягельной. Увеличение температуры метаморфизма в юго-западном направлении установлено и для вмещающих супракрустальных толщ (Петров и др., 1984). Парадоксально, но степень сохранности магматических пород с возрастанием температуры метаморфизма растет, а не уменьшается. Так, максимальное количество слабо измененных магматических пород Главной зоны сохранилось в массиве горы Ягельной. В них высокотемпературный метаморфический парагенезис представлен в виде биотит-гранат-роговообманковых кайм на границе зерен пироксенов и плагиоклаза, а в зонах рассланцевания породы превращены в амфиболиты без реликтов первичных силикатов. Практически полностью изменены интрузивные породы в Северном массиве в зоне развития зеленосланцевой фации - плагиоклаз в них сосюритизирован, а пироксены замещены актинолитом, несмотря на то, что здесь в минимальной степени проявлен динамометаморфизм. Отмеченный парадокс связан, по нашему мнению, с недостатком H_2O , так как интрузив внедрялся в породы, уже обезвоженные в архейский этап регионального метаморфизма. Основным источником воды служили осадочно-вулканогенные толщи Имандра-Варзугской зоны. Поэтому наиболее сильные метаморфические преобразования прошли в породах Северного массива, а породы массива горы Ягельной, наиболее удаленные от протерозойских осадков и вулканитов, оказались измененными в значительно меньшей степени. По этой же причине слабее других изменены и меланократовые породы, так как для их метаморфизма нужно воды в два раза больше, по сравнению с лейкократовыми.

6.3. Петро- и геохимические особенности

Породы Имандровского лополита охарактеризованы 150 полными химическими анализами и 300 рентген-флюоресцентными и количественными спектральными анализами рассеянных элементов, а также 10 атомно-абсорбционными определениями содержаний редкоземельных элементов. Петрохимические особенности пород лополита уже обсуждались в наших предыдущих работах (Докучаева и др., 1980, 1982, 1992; Митрофанов и др., 1995). В процессе работ последних лет был дополнительно получен новый материал по составу пород прикровлевой зоны, позволяющий пересмотреть механизм внутрикамерного фракционирования.

В таблице 6.1 приведены средние химические составы типовых пород Имандровского лополита и его кровли. Содержание MgO и Cr в породах расслоенной серии, как следует из этих данных, закономерно уменьшается вверх по разрезу, причем в нижней части разреза оно выше, а начиная с верхней расслоенной зоны

ниже, чем в породах краевой зоны. Содержание суммарного FeO и TiO₂ в породах нижних зон, наоборот меньше, чем в краевой зоне, и резко возрастает в рудных габбро, знаменуя начало кристаллизации титаномагнетита. Далее в разрезе прикровлевой зоны содержание этих элементов медленно снижается. Содержание V резко возрастает в рудных габбро в основании прикровлевой зоны, а выше по разрезу быстро уменьшается до ничтожно низкой концентрации. Содержание P₂O₅ заметно увеличивается в завершающих разрез расслоенной серии ферродиоритах и кварцевых ферродиоритах, что связано с появлением кумулятивного апатита. Направленное изменение состава пород в разрезе расслоенной зоны отражает внутрикамерное фракционирование и эволюцию остаточного расплава.

Вариации состава пород в сводном разрезе лополита отражены на рис.6.2. Вверх по разрезу сильно увеличивается железистость пород и уменьшается содержание нормативного An в плагиоклазе, т.е. имеет место скрытая расслоенность.

На диаграмме Al-(Fe+Ti)-Mg (рис.6.4) сопоставлены тренды магматической эволюции пород разных интрузивных комплексов Мончегорского района.

Породы Мончегорского плутона и Мончетундровского массива имеют два тренда эволюции - ультрабазитовый, направленный от магниевой вершины к центру диаграммы, и анортозитовый, направленный в сторону компонента Al. В породах Имандровского лополита анортозитовая тенденция также имеет место, но главную роль в магматической эволюции играет толеитовое направление эволюции, ведущее к накоплению железа и титана в породах вверх по разрезу, что обусловило образование магнетитового габбро и вкрапленных титаномагнетитовых руд с высоким содержанием ванадия.

Толеитовое направление магматической эволюции определяется котектическим фракционированием пироксена и плагиоклаза из базитового расплава. На рис.6.4 большое количество точек пород Имандровского лополита располагается ниже точек пород краевой зоны, представляющих продукт закалочной кристаллизации исходного расплава. Это может свидетельствовать о том, что ранние кумулаты имеют более магнезиальный состав, чем исходный расплав.

Состав пород краевой зоны Имандровского лополита отвечает, по нашему мнению, составу исходного расплава. Основанием для такого вывода являются следующие факты: а) близкий состав образцов закаленных пород из разных массивов и разных уровней разреза на контакте с ксенолитами; б) мелкозернистая структура пород; в) отсутствие следов контаминации или незначительное ее проявление. Состав пород зоны закалки позволяет определить состав исходного расплава или ликвидуса, а состав ранних кумулатов - состав равновесного ему солидуса. Разница в составе солидуса и ликвидуса и определяет эволюцию остаточного расплава в направлении обогащения его легкоплавкими компонентами - железом и щелочами в условиях фракционирования твердой фазы. С этим же связаны разрыв и смещение линии анортозитового тренда. Меланонориты и габбронориты, точки которых на диаграмме (рис.6.4) формируют один из отрезков анортозитового тренда, содержат более магнезиальный - кумулятивный пироксен, а габбро и анортозиты - интеркумулусный, который не может быть магнезиальнее исходного расплава. Поэтому второй смещенный отрезок анортозитового тренда начинается в области состава пород краевой зоны интрузива.

Таблица 6.1

Химический состав пород умбареченско-имандровского комплекса, мас. %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	53.33	54.04	52.98	52.5	52.44	48.5	52.5	53.54	56.23	40.82	49.78	52.74	59.76	70.95	66.77	72.25
TiO ₂	0.61	0.45	0.32	0.32	0.31	0.18	0.59	0.44	0.48	3.88	1.79	1.85	1.35	0.63	0.92	0.48
Al ₂ O ₃	13.94	7.14	13.97	6.71	15.77	15.86	14.82	16.69	21.1	14.82	13.6	11.29	11.99	11.63	12.43	11.11
Fe ₂ O ₃	2.86	1.65	1.39	1.14	1.08	0.62	2.07	2.12	2.5	11.38	5.08	6.46	5.17	0.97	3.45	1.28
FeO	7.15	8.74	6.32	8.42	5.56	6.16	6.9	6.46	2.62	12.83	11.06	12.33	9.05	4.38	5.01	3.5
MnO	0.16	0.21	0.14	0.2	0.15	0.12	0.16	0.14	0.06	0.16	0.19	0.22	0.2	0.06	0.07	0.05
MgO	6.62	18.6	10.34	15.34	8.68	11.38	7.49	5.53	1.29	2.55	4.11	2.3	1.39	1.18	0.92	0.3
CaO	9.39	5.21	10.86	11.75	11.45	12.44	9.64	8.83	7.45	6.29	7.93	5.76	3.28	1.2	1.67	1.82
Na ₂ O	2.36	1.23	1.6	0.84	2.22	1.71	2.32	2.81	5.4	2.96	3	2.62	3.41	4.2	4.11	3.27
K ₂ O	0.91	0.55	0.46	0.23	0.43	0.26	0.58	0.76	1.07	0.79	0.87	1.66	1.9	3.07	2.76	3.58
H ₂ O ⁻	0.21	0.13	0.2	0.24	0.11	0.16	0.15	0.08	0.17	0.18	0.25	0.27	0.3	0.1	0.3	0
H ₂ O ⁺	1.87	1.74	1.33	2.17	1.44	2.23	2.11	1.95	1.46	2.82	1.98	1.46	1.07	1.15	0.95	1.64
CO ₂	0.05	0.06	0.08	0.05	0.09	0.08	0.03	0.05	0.01	0.02	0.02	0.03	0.11	0.1	0.01	0.97
P ₂ O ₃	0.08	0.04	0.03	0.04	0.05	0.01	0.02	0.05	0.02	0.18	0.08	0.46	0.41	0.08	0.28	0.02
V ₂ O ₅	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.06	0.02	0.03	0.02	0.51	0.1	0.01	0.002	0.001	0.002	0.001
Cr ₂ O ₃	0.05	0.34	0.12	0.17	0.07	0.1	0.01	0.01	0.01	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.005
NiO	0.01	0.042	0.02	0.015	0.02	0.02	0.02	0.005	0.005	0.01	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002
CuO	0.01	0.02	0.007	0.008	0.02	0.013	0.01	0.005	0.006	0.1	0.029	0.005	0.003	0.003	0.007	0.002
CoO	0.004	0.016	0.006	0.006	0.006	0.007	0.004	0.004	0.005	0.006	0.006	0.004	0.003	0.001	0.001	0.001
S	0.06	0.02	0.01	0.08	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01	0.14	0.06	0.02	0.01	0.04	0.13	0
Сумма	99.71	100.2	100.2	100.2	99.96	99.92	99.45	99.53	99.92	100.4	99.94	99.49	99.41	99.75	99.79	100.28
f, ат. %	45.1	23.5	27.4	25.41	28.2	25.1	37.1	47.9	66.2	85.7	67.9	81.5	84.8	72.3	77.2	90.3
n	5	32	3	10	47	2	5	10	4	4	10	2	4	2	3	1

ПРИМЕЧАНИЕ. 1 - габбронорит кварцевый эндоконтактовый; *нижняя зона*: 2 - меланонорит, 3 - габбронорит порфировидный; *главная зона*: 4 - габбронорит меланократовый, 5 - габбронорит мезократовый, 6 - габбронорит оливинсодержащий; *верхняя зона*: 7 и 8 - мезократовые габбро, 9 - габброанортозит; *прикровлевая зона*: 10 - рудное габбро, 11 - магнетитсодержащее габбро и 12 - габбродиорит, 13 - ферродиорит; 14 - гранофир; 15 - метадацит и 16 - метариолит сейдореченской свиты.

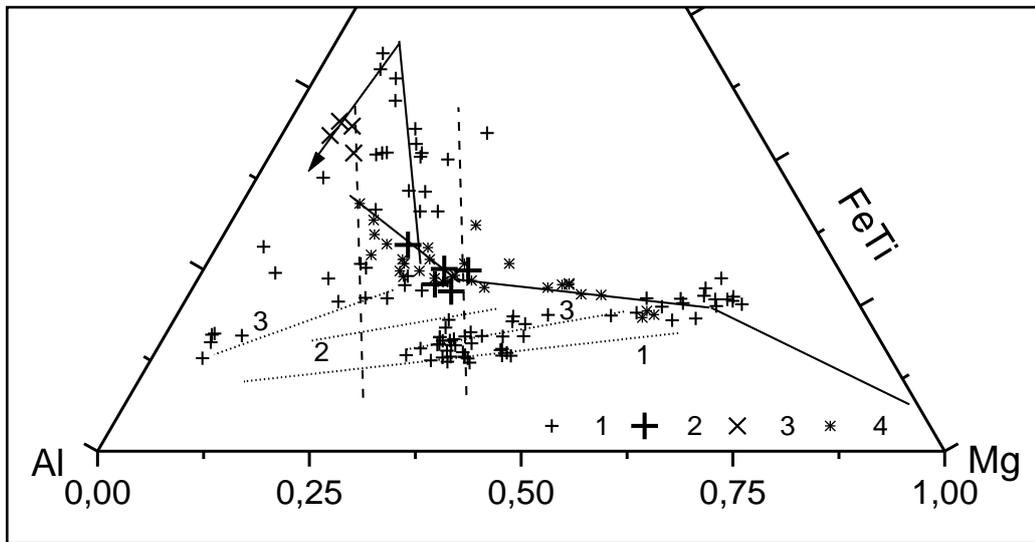


Рис.6.4. Состав пород Имандровского лополита на тройной диаграмме Al - (Fe+Ti) - Mg.

1 - расслоенная серия, 2 - краевая зона, 3 - кварцевые ферродиориты кровли, 4 - пикробазальты и андезибазальты сейдореченской и полисарской свит. Линии: сплошная - генеральный тренд эволюции мантийных расплавов, точечные - базитовый тренд пород Мончеплутона (1), Мончетундровского массива (2) и Имандровского лополита (3), стрелка - толеитовый тренд пород Имандровского лополита, короткий пунктир - границы полей ликвидусных фаз по данным экспериментальных плавок природных образцов при атмосферном давлении: плагиоклаза (левое), пироксена и оливина (правое) и разделяющей их зоны пироксен-плагиоклазовых котектик

Анортозитовое направление магматической эволюции связано с гравитационным разделением кристаллов пироксена, погружающихся на дно магматической камеры, и плагиоклаза, остающихся в расплаве во взвешенном состоянии. По этой причине комплементарные слои пироксеновых и плагиоклазовых кумулатов имеют разное положение в разрезе расслоенной серии.

Явное проявление внутрикамерного котектического фракционирования расплава, ведущего к накоплению в нем железа, в Имандровском лополите и его полное отсутствие в Мончеплутоне и Мончетундровском массиве ставит вопрос о причинах этого явления. Одной из возможных причин этого может служить разная динамика дифференциации расплавов. Эффективное фракционирование расплава происходит при его перемешивании (Френкель, 1995). При кристаллизации неподвижного расплава перед фронтом кристаллизации образуется диффузионный слой, обедненный тугоплавкими компонентами, нейтрализующий фракционирование. На этом основании можно предполагать, что кристаллизация расплава в камере Имандровского лополита происходила при конвекционном перемешивании, а в Мончеплутоне и Мончетундровском массиве - в условиях застоя расплава.

Причиной интенсивной конвекции расплава в камере Имандровского лополита являлась высокая разность температур в ее кровле. Кислые вулканиты, служившие кровлей магматической камеры, начали плавиться на контакте под воздействием тепла основной магмы. Вследствие этого первоначальная зона закалки в кровле камеры разрушилась и потонула в основном расплаве, с этого момента основная магма контактировала с кислым расплавом. Температура последнего не поднималась выше 800°C, так как избыточное тепло шло на плавление кислых вулканитов. Разность температур двух расплавов составляла около 200°C до конца кристаллизации пород расслоенной серии. Она могла обусловить конвекцию.

Дополнительную информацию о механизме фракционирования расплавов мы можем получить на основе спектров редкоземельных элементов в породах, нормированных к хондриту (рис.6.5). На основе их анализа, а также сравнительного анализа со спектрами для пород Мончеплутона и Мончетундровского массива (главы 4, 5), можно сделать вывод о их сходном характере. Так, основные породы всех трех интрузивных комплексов характеризуются одинаковым распределением РЗЭ как по общему уровню накопления, так и по их фракционированности с явной тенденцией формирования Eu-максимума, обусловленной фракционированием плагиоклаза.

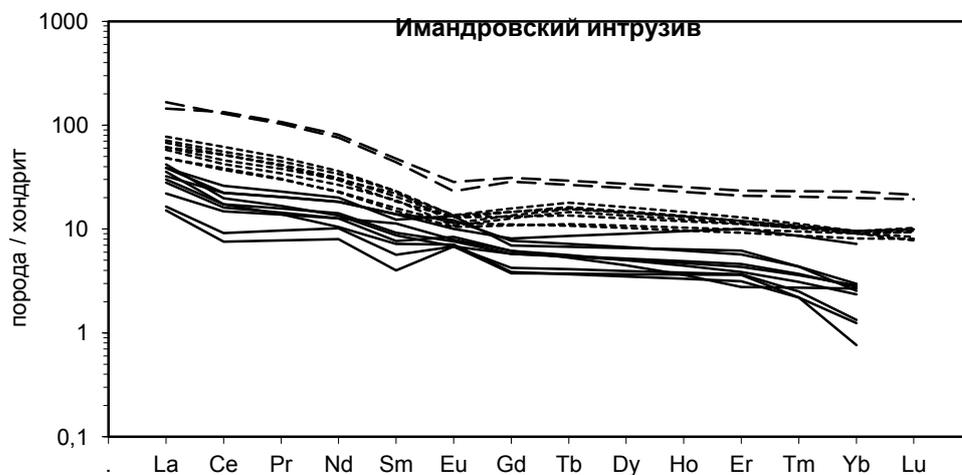


Рис.6.5. Распределение, нормированных к хондриту, содержаний редкоземельных элементов в породах Имандровского лополита и в вулканитах сейдореченской свиты.

Сплошные линии - интрузивные породы, пунктир - высокомагнезиальные вулканиты, пунктир с маркером - метариодацит сейдореченской свиты и гранофир в кровле интрузива

Для сравнения на рис.6.5 приведено распределение РЗЭ в высокомагнезиальных вулканитах сейдореченской и полисарской свит Имандровской зоны, которые являются комагматическими изученным

интрузивным породам. Для вулканитов характерным является относительно повышенное содержание РЗЭ и обратная тенденция поведения Eu-минимума. Это может быть связано с тем, что вулканиты представляют собой быстро охлажденные, часто закаленные расплавы, а породы расслоенных интрузий - кумулаты магм базитового состава.

В разрезе Имандровского лополита обнаруживаются два типа пород, предположительно представляющих продукты закалки магматических расплавов: породы краевой зоны - исходный и кварцевые ферродiorиты - конечный остаточный расплавы. Они могут быть использованы в качестве теста для проверки вышеприведенного предположения. Если в них будет установлен европиевый минимум (а породы расслоенных серий обычно имеют максимум), то это, с одной стороны, подтвердит их расплавную природу, а с другой - принципиальную возможность отличать кумулаты от остаточных расплавов основного состава по характеру распределения европия.

Кислые гранофиры в кровле Имандровского лополита и риодациты сейдореченской свиты, опробованные на значительном удалении от него, имеют одинаковое распределение РЗЭ, что является дополнительным аргументом в пользу представления об образовании гранофириров за счет подплавления кислых вулканитов.

6.4. Хромитовое и титаномагнетитовое оруденение

Хромитовая минерализация известна в нижней части разреза лополита. Она представлена акцессорным типом в меланоноритах, вкрапленным оруденением в маломощных слоях хромититов нижней расслоенной зоны, а также вкрапленным и жильным оруденением в габброноритах Главной зоны.

Акцессорный хромит представлен двумя генерациями: мелкими идиоморфными включениями в кумулульном ортопироксене и более крупными ксеноморфными зернами в интеркумулульных плагиоклазе и биотите. Зерна второй генерации имеют большей частью зональное строение. В них однородные ядра, отвечающие по составу хромиту первой генерации, окружены последовательными зонами с различными продуктами распада твердых растворов - магнетитом и ильменитом.

Слои с вкрапленным оруденением или хромититы установлены во всех массивах кроме горы Ягельная. Мощность их колеблется от 10 до 60 см, достигая в раздувах 2 м. Границы их с подстилающими норитами резкие, а с перекрывающими - менее отчетливые. Количество слоев может быть разным, но чаще наблюдается 4 слоя, расположенные друг от друга от нескольких метров до 30 м. Общее содержание Cr_2O_3 в слоях варьирует (мас. %) от 17 до 30, в первом пласте оно колеблется в пределах 17.8-24.2 при резком преобладании (в два раза) Al_2O_3 над MgO . Типичным для них является высокое содержание общего FeO (16-20 мас.%) и повышенное (0.8-1.1 мас.%) содержание TiO_2 . Рудный минерал содержит (мас. %) от 46.6 до 49.8 Cr_2O_3 , от 10.4 до 12.1 Al_2O_3 , от 30.3 до 32.4 FeO и от 3.7 до 3.9 MgO . В ряде случаев в нем обнаруживаются мелкие включения нечеткой формы титансодержащих фаз.

В хромитовых рудах этого типа сульфиды практически отсутствуют, они содержат в небольшом количестве элементы платиновой группы (Pt, Pd, Ro, Ru) и Au (Митрофанов и др., 1995). Из платиновых минералов установлены лаурит -

эрлихманит, сперрилит, очень редко - платарсит, холлингуортит, маланит, куперит, изоферроплатина. Размер их зерен составляет в среднем 5-10 мкм. Располагаются они чаще в межзерновом пространстве силикатных минералов и хромита. Часть зерен минералов серии лаурит - эрлихманит и изоферроплатины наблюдаются в виде включений в хромите.

Хромитовые жилы встречаются в габброноритах Главной зоны, наиболее крупная из которых была изучена в районе р. Черной в Умбареченском массиве. При мощности около 0.5 м она протягивается в субмеридиональном направлении на 100 м и сложена мелкими зернами хромита и хлорит-амфиболовой основной массой. Габбронориты на контакте с ней сильно метаморфизованы. Содержание Cr_2O_3 в руде составляет 26-30 мас. %. В ассоциации с хромитом встречаются халькопирит, пирит и пирротин. Жилообразное тело хромовой руды мощностью 10 см встречено также среди габброноритов Мончеполуострова. Хромитом обогащена тектоническая брекчия в зоне меридионального разлома, смещающего Северный массив. Эти данные свидетельствуют о постмагматическом, гидротермальном перераспределении хромита.

Для детального анализа состава хромита нами была отобрана дополнительная серия образцов из хромитовых горизонтов Майяврского массива (западный склон горы Майявр, район 1237-го км шоссе Мурманск - С.-Петербург) и опробован керн двух скважин (С-301, С-370), полностью пересекающих центральную часть массива и месторождения Большая Варака. Помимо этого, мы дополнительно проанализировали весь аналитический материал А.А.Жангурова, Ж.А.Федотова и М.П.Торохова, частично опубликованный в работе (Митрофанов и др., 1995). Общее количество анализов - более 100.

Массив Большая Варака, залегающий среди гнейсов архейского комплекса, представляет собою эрозионный останец Умбареченского массива, строение которого осложнено поперечными тектоническими нарушениями (рис. 6.6). В массиве хорошо сохранились фрагменты нижней зоны и заключенные в ней рудные пласты, которые частично выходят на поверхность и были пересечены на глубине скважинами.

Нижняя зона и хромититы на разрезах представляют собою линзообразное тело, с простираем на восток. Наибольшая мощность линзы наблюдается в центральной части массива. Породы и руды метаморфизованы с сохранением реликтов первичных минералов.

На классификационных диаграммах (рис.6.7), отображающих составы аксессуарных и рудных хромитов всего лополита и отдельно месторождения Большая Варака, они образуют одно относительно компактное поле, частично перекрывающие поля алюмохромита, магноалюмохромита, магнохромита и собственно хромита.

На катионной диаграмме (рис.6.8.) наблюдается дополнительный тренд, направленный в сторону хромита и магнетита. Он обусловлен метаморфическими изменениями зерен хромита с появлением внешней каймы, обогащенной железом.

При сравнении состава хромитов Имандровского лополита и Сопчеозерского месторождения (глава 13) устанавливается следующее: 1) аксессуарный хромит для обоих объектов отвечает одному и тому же виду - алюмохромиту; 2) состав рудного хромита значительно отличается: в Сопчеозерском месторождении он представляет собою ряд магнохромит - хромит, в лополите он является промежуточным между алюмохромитом и магноалюмохромитом с повышенным содержанием суммарного FeO и более высокой примесью TiO_2 .

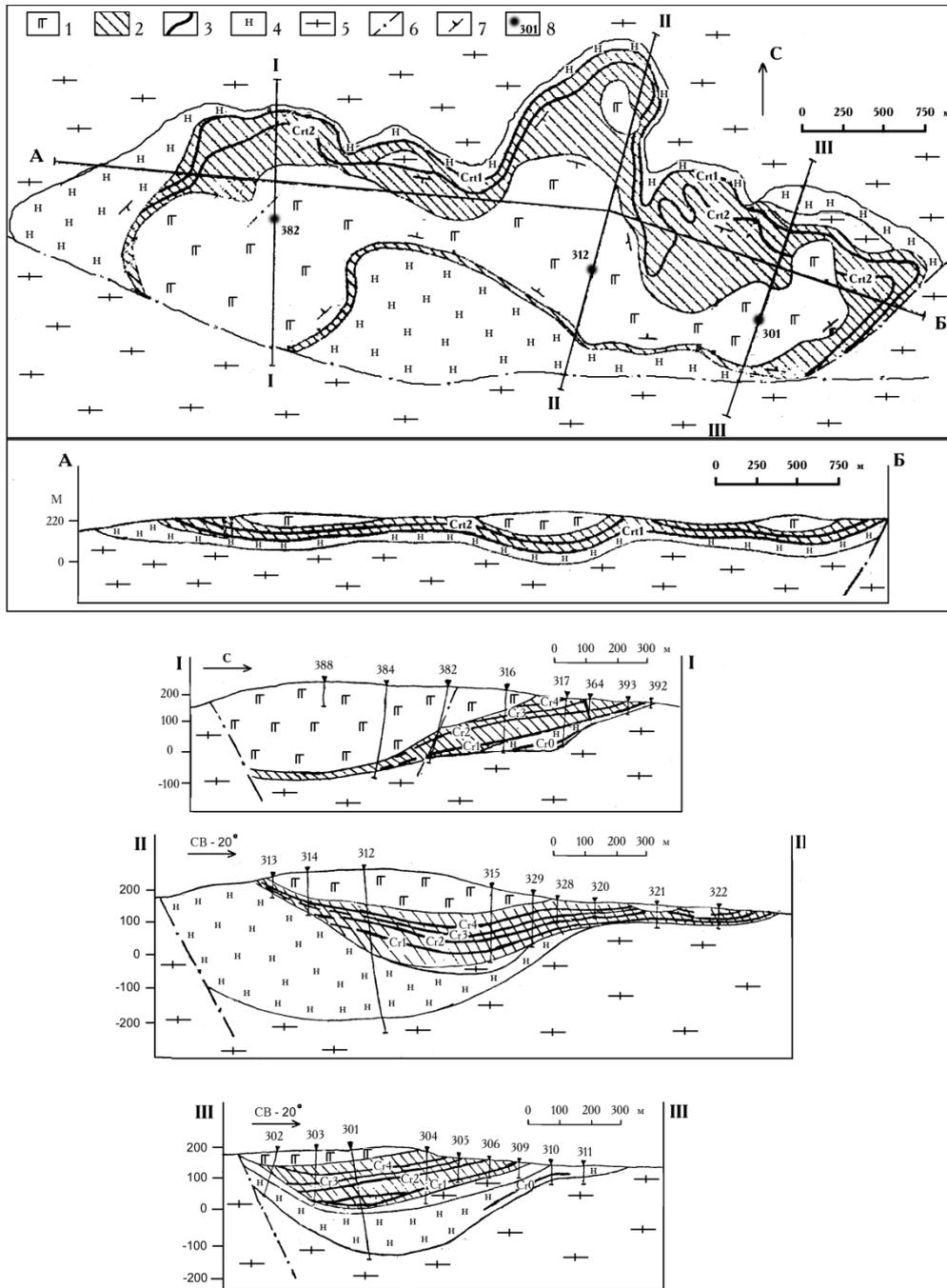


Рис.6.6. Схематическая геологическая карта и разрезы месторождения Большая Варака по данным поисковых работ.

1 - габбронориты Главной расслоенной зоны; 2 - меланократовые нориты нижней расслоенной зоны; 3 - рудные пласты (хромититы) и их номера; 4 - краевая зона; 5 - гнейсы архейского комплекса; 6 - тектонические нарушения; 7 - элементы залегания пород; 8 - скважина и ее номер

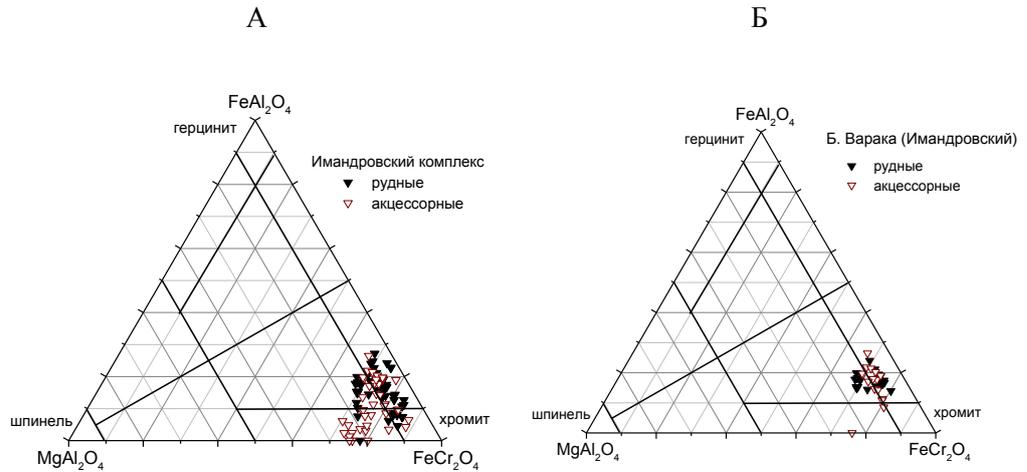


Рис.6.7. Составы рудных и акцессорных хромитов Имандровского лополита (А) и месторождения Большая Варака (Б) на классификационной диаграмме В.Ф.Смолькина (1979)

Составы хромитов из пород и руд лополита на диаграммах (рис.6.9) также занимают четко выраженные поля, смещенные в сторону относительно повышенных содержаний Al, Fe и Fe^{3+} , что существенно отличает их от рудных минералов Сопчеозерского месторождения.

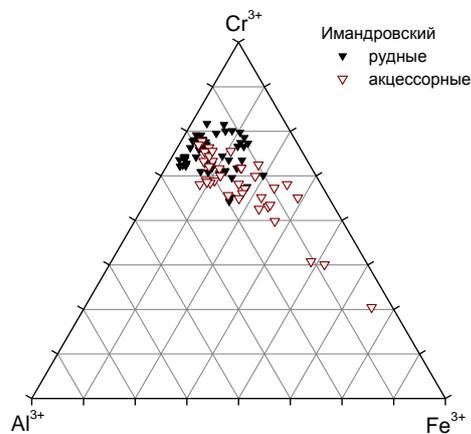


Рис.6.8. Катионный состав акцессорных и рудных хромитов Имандровского лополита

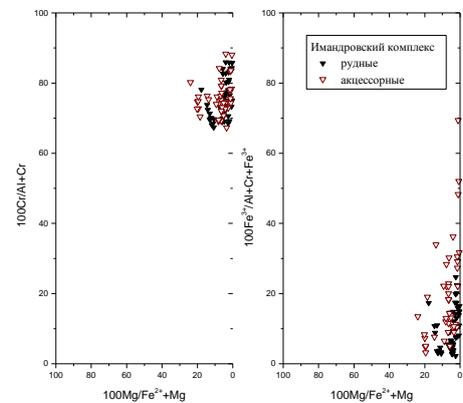


Рис.6.9. Состав акцессорных и рудных хромитов Имандровского лополита в координатах $100Cr/Al+Cr - 100Mg/Fe^{2+}+Mg$ и $100Fe^{3+}/Al + Cr + Fe^{3+} - 100Mg/Fe^{2+}+Mg$ на диаграмме-призме Т.Ирвайна (Irvine, 1965, 1967)

Анализ диаграмм, с учетом экспериментальных данных по распределению компонентов между хромитом и оливином (Irvine, 1965; Jackson, 1969), позволяет реконструировать условия кристаллизации рудного минерала в породах и рудах Имандровского лополита: кристаллизация была в условиях открытой системы; фракционирование происходило при относительно постоянной фугитивности кислорода, которая варьировала в небольших пределах (-4)-(-2); сосуществующий с хромитом оливин должен иметь повышенное содержание фаялита (30-50% Fa).

На основе данных о близости составов хромитов разных типов мы приходим к следующему выводу: рудные хромиты кристаллизовались на ранней стадии из силикатного, а не самостоятельного рудного расплава, относительно обогащенного хромом, железом и титаном, путем осаждения и аккумуляции зерен после кристаллизации оливина, но до кристаллизации ортопироксена. В последующем, в позднемагматическую стадию, рудный осадок не претерпел перекристаллизацию, что могло бы привести к освобождению от примесей. По мере повышения фугитивности кислорода, уже на поздних этапах охлаждения и кристаллизации силикатного расплава, вместо хромита кристаллизовался титаномагнетит, который рассмотрен ниже.

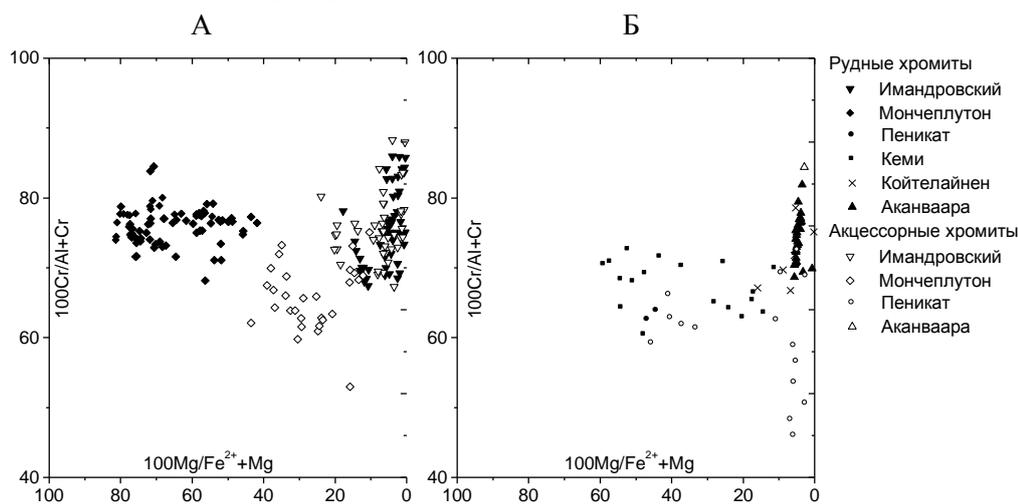


Рис.6.10. Состав рудных и акцессорных хромитов из расслоенных интрузий Кольского п-ова (А) и Северной Финляндии (Б) в координатах $100Cr/Al+Cr - 100Mg/Fe^{2+}+Mg$

На диаграмму $100Cr/Al+Cr - 100Mg/Fe^{2+}+Mg$ (рис.6.10) были нанесены для сравнительного анализа составы рудных и акцессорных хромитов из пород и руд умбареченско-имандровского комплекса и других хромитоносных интрузий - Мончеплутона, Кеми, Аканваара и Койтелайнен. На ней высокомагнезиальные рудные хромиты Мончеплутона и Кеми образуют левое поле, а высокожелезистые хромиты изученного комплекса, а также Койтелайнен и Аканваара - правое поле. Для акцессорных хромитов эта закономерность выражена в меньшей степени, однако тенденция сохраняется.

Таким образом, данные по рудным, и, в меньшей степени, акцессорным хромитам подтверждают ранее сделанный вывод на основе анализа разрезов и

петрогеохимической информации: умбареченско-имандровский комплекс наиболее близок к хромитоносным интрузиям Северной Финляндии - Койтелайнен и Аканваара и сильно отличается от Мончеплутона.

Окисное высокованадиевое железо-титановое оруденение связано с породами прикровлевой зоны. Наиболее мощный рудный слой (12 м) образует ее основание. Его нижняя граница с габбро-анортозитом отчетливая, а с вышележащими габброидами наблюдаются постепенные переходы. По данным магниторазведки рудные залежи прослеживаются по всей длине интрузии. Наиболее обогащенные титаномагнетитом нижние части залежи содержат (мас.%) 5-6 TiO_2 и 0.7-0.8 V_2O_5 .

Главными минералами окисного оруденения являются титаномагнетит и ильменит. На большей площади лополита первичный титаномагнетит претерпел полную перекристаллизацию с образованием самостоятельных зерен ильменита и чистого магнетита. Концентрат магнетита содержит до 2% V_2O_5 . В Прихибинье титаномагнетит испытал лишь частичный распад твердого раствора и его матрикс между пластинками ильменита еще содержит до 12% TiO_2 . Концентрат такого титаномагнетита содержит менее 1.5% V_2O_5 . Коэффициент распределения ванадия между оксидом и расплавом настолько высок, что его концентрация в остаточном расплаве быстро падает, и магнетит второй рудной залежи, расположенной выше по разрезу, содержит только 0.6% V_2O_5 . По этой же причине вверх по разрезу резко сокращается содержание ванадия в габброноритах.

Выводы

1. Результаты, полученные на основе анализа структурно-геологических и геофизических данных, подтверждают гипотезу о принадлежности пространственно разобщенных на дневной поверхности массивов умбареченско-имандровского комплекса к крупному, первоначально единому интрузивному телу лополитообразной формы, строение которого было нарушено в результате многократных тектонических движений.

2. По типу и строению разрезов, составу пород и рудной специализации Имандровский лополит наиболее близок не к ранним расслоенным интрузиям, типа Мончеплутона и Федорово-Панских тундр, а к более поздним интрузиям Северной Финляндии - Койтелайнен и Аканваара.

3. Хромитовое оруденение, залегающее в нижней части разреза лополита, сильно отличается по типу и составу от хромитового оруденения Сопчеозерского месторождения. Его спецификой является более железистый состав и повышенная примесь титана в хромите, что обусловлено дифференциацией расплава в направлении накопления железа и титана, изменением состава исходных расплавов и повышенной фугитивностью кислорода.

4. Спецификой хромитового оруденения месторождения Большая Варака и рудопроявлений, связанных с массивом Девичьи тундры - Майявр, является повышенное содержание титана, которое часто не образует собственной фазы, а входит в состав твердого раствора. В случае появления твердой фазы она представлена ильменитом или рутилом.

5. Наряду с хромитом, породы Имандровского лополита, содержат высокованадиевую титаномагнетитовую минерализацию, приуроченную к верхней части разреза.

Глава 7

КОМПЛЕКСЫ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВ

В пределах Мончегорского района, помимо известных крупных интрузивных массивов типа Мончеплутона и Главного хребта, широко развиты также более мелкие массивы, сложенные породами базитового и ультрабазитового состава - гора Островская и Ярва-Варака, Пивнус, Улитаозерский, Бауманский, оз.Малевое, Кириха и др. Их детальное изучение проводилось в 1960-1970-е годы в связи с тем, что часть из них сопоставлялась с рудоносным Мончеплутоном (гора Островская, Улитаозерский, Пивнус, Кириха). В настоящее время по данным геофизических работ было предположено наличие прямой связи на глубине между Мончеплутоном и массивом горы Островская, что значительно расширяет перспективы поисков сульфидного оруденения. Поэтому была поставлена задача ревизии геологических материалов и выполнение дополнительных петролого-геохронологических исследований. В качестве объектов были выбраны три массива: гора Островская, Улитаозерский и Ярва-Варакский.

7.1. Геологическое положение Островской и Улитаозерской интрузий

Данные интрузивные массивы располагаются на значительном удалении друг от друга - Островской в пределах депрессии между горами Монче- и Чунатундра, а Улитаозерский - на северо-западе от северного фланга Главного хребта. Первоначально они были изучены в процессе картировочных (Чалых, 1960 г.; Добрынина, 1970 г.; Шляхова, 1972 г.) и научно-исследовательских работ (Козлов и др, 1967; Козлов, 1973; Юдин, 1980; Докучаева и др., 1980 г.). В последние годы массив дополнительно изучался В.В.Чащиным (2000 г.). В формационном отношении они ранее были отнесены к раннепротерозойской перидотит-пироксенит-габброноритовой формации, типовым для выделения которой является Мончеплутон (Магматические формации..., 1985).

Улитаозерский массив залегает на контакте гнейсов архейского кольско-беломорского комплекса и интенсивно метаморфизованных габброидов Главного хребта. Гнейсы, вскрытые эрозией в северо-западной, западной и юго-западной частях участка, представлены амфибол-биотитовыми и биотитовыми разновидностями, часто содержащими гранат. Гнейсовидность их имеет северо-западное простирание (300-310°) с падением на северо-восток под углом 40-60° (при преобладании 45-50°).

Метагабброиды залегают в виде полосы шириной 150-250 м к югу от массива, где они расположены между породами массива и гнейсами. Они также были встречены внутри массива, гипсометрически располагаясь выше его пород и трактовались В.С.Докучаевой (1980 г.), как останцы вмещающих пород. Метагабброиды имеют гнейсовидную текстуру, простирание гнейсовидности северо-западное (310-315°) с падением на северо-восток под углом 40-55°. По своему положению они сопоставлялись с породами Главного хребта.

Островской массив залегает в пределах фрагментарной структуры, расположенной между Мончетундровским и Чунатундровским массивами габбро-анортозитов (рис.2.1). Она сложена амфиболитами и разнообразными

гнейсами витегубской свиты позднеархейского комплекса и, в меньшей степени, гнейсами и диорито-гнейсами. В непосредственной близости от массива породы витегубской свиты представлены амфиболитами с реликтовыми миндалекаменными текстурами и структурами лавовых потоков, среди которых залегают маломощные прослои кварцитовидных сланцев. Амфиболиты и сланцы, перекрывающие кровлю массива, явно испытали термальное воздействие, что было установлено нами на юго-восточном контакте, в пределах вершины горы Островская.

7.2. Внутреннее строение интрузий

Улитаозерский массив на плане имеет удлиненную форму, вытянутую в северо-западном направлении. Длина его составляет около 3 км при ширине от 800-900 м до 1.5-1.8 км, площадь массива не превышает 3 км² (рис.7.1).

Массив находится в зоне крупного глубинного разлома, проходящего вдоль западной границы массива Волчьих тундр (Главного хребта), и пересечен тектоническими нарушениями северо-восточного направления. В пределах зоны влияния нарушений, породы катаклазированы и частично перекристаллизованы.

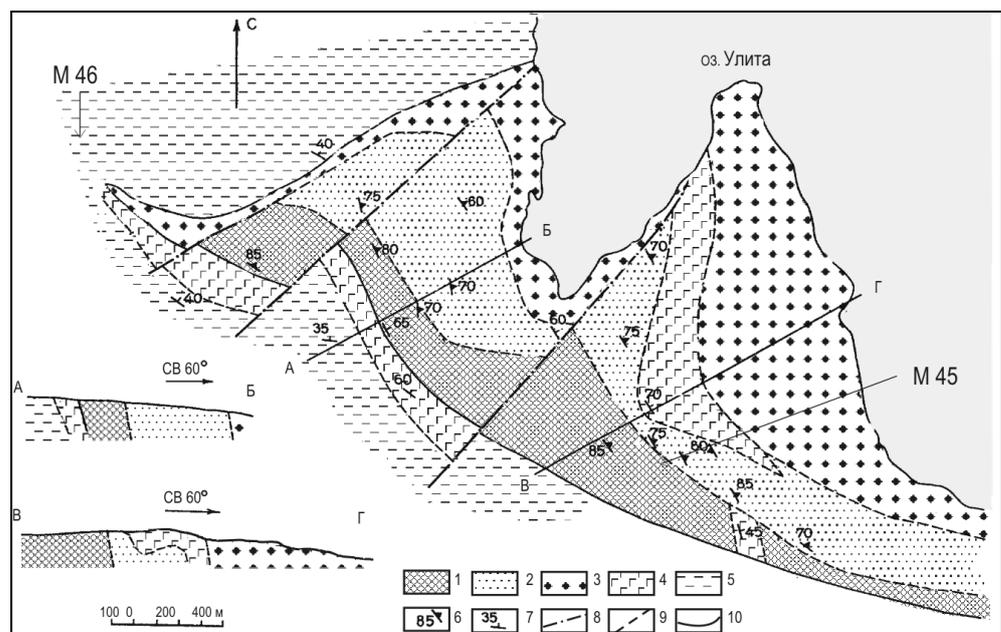


Рис.7.1. Схема геологического строения Улитаозерского массива. По данным Е.Д.Чалых, В.С.Докучаевой и В.В.Чащина с авторскими добавлениями и исправлениями.

1 - мелано-, мезо- и лейкократовые нориты и габбронориты; 2 - ортопироксениты, плагиоортопироксениты и вебстериты; 3 - дуниты и гарцбургиты; 4 - метаморфизованные рассланцованные габброиды; 5 - переслаивание амфибол-биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов; 6 - трахитоидность и угол ее падения; 7 - сланцеватость и угол ее падения; 8 - тектонические нарушения; 9 - границы распространения пород; 10 - границы массива по геологическим и геофизическим данным. М45 - место отбора геохронологической пробы

Е.Д.Чалых (1960г.) предполагала мульдообразную форму дна массива с падением крыльев к центру под углом 50-60°, Б.А.Юдин (Козлов и др., 1967) определял форму массива как деформированную линзу с крутым моноклинальным падением на северо-восток. Форма массива и его внутреннее строение осложнено тектоническими деформациями. В общем плане массив имеет северо-западное простирание, как и вмещающие гнейсы, однако между ними наблюдается угловое несогласие порядка 30-50°.

Набор пород, слагающий массив, представлен дунитами, перидотитами, пироксенитами и плагиоклазовыми пироксенитами, меланократовыми норитами, габброноритами и мезократовыми габброноритами. Дуниты и гарцбургиты слагают северную и северо-восточную части массива, а также в виде узкой полосы протягиваются вдоль западной границы массива.

Северная и северо-восточная граница распространения дунитов не изучена из-за отсутствия коренных выходов, однако в отдельных обнажениях были встречены мелкозернистые породы типа экзоконтактовых роговиков.

Пироксениты, плагиопироксениты и меланократовые нориты, среди которых преобладают плагиопироксениты, связаны между собой постепенными переходами и являются, по-видимому, наиболее распространенными породами. Они протягиваются в северо-западном направлении в виде полосы шириной от 200-250 до 700-800 м и часто смещены по поперечным нарушениям. Характерным для них является четко выраженная трахитоидность с крутыми углами падения (70-85°) на северо-восток и реже на юго-запад. Простирание трахитоидности меняется от 335-355° СЗ в западной части массива до 310-330° СЗ в восточной. На отдельных участках можно видеть расслоенность, обусловленную чередованием прослоев пироксенитов и норитов, и микроритмичность с мощностью ритмов от 0.1 до 1-2 м. По данным В.С.Докучаевой (1980г.) элементы залегания расслоенности и трахитоидности совпадают.

В пироксенитах наблюдаются гнездовые и жильные пегматоидные образования, отвечающие по составу мезократовым кварцевым габброноритам и габбро. Помимо этого, встречаются жильные образования мощностью от 1 до 35 см, секущие или брекчирующие оливиниты и сложенные плагиопироксенитами и норитами.

Лейко-мезократовые нориты и габбронориты залегают в виде полосы юго-западного простирания шириной от 100 до 300 м, которая располагается южнее полосы пироксенитов - плагиопироксенитов - меланократовых норитов. Для данной группы пород также характерна трахитоидность и реже расслоенность при сохранении элементов залегания. Помимо резких границ, наблюдались и постепенные переходы от плагиопироксенитов и меланократовых норитов к габброноритам.

Контакт норитов и габброноритов с вмещающими метагабброидами не вскрыт эрозией, однако вблизи его габбронориты и нориты сильно изменены и нередко расланцованы совместно с метагабброидами.

О механизме формирования Улитаозерского массива трудно судить из-за его плохой обнаженности и наложенных тектонических деформаций. Судя по полевым наблюдениям, он представляет собою однофазную интрузию, строение которой нарушено тектоническими разломами.

Островской массив имеет в плане подковообразную форму размером 3.5x3-4 км, выпуклой стороной обращенную на северо-запад (рис.7.2). Площадь

его составляет 10-11 км², мощность - более 1000 м. Вследствие плохой обнаженности и изученности границы массива, особенно северная и северо-западная, определены условно. По гравиметрическим данным он представляет собой пологозалегающее тело, подошва которого имеет мульдообразную форму с погружением оси на юго-восток. Крылья мульды падают под углом 40°, выполаживаясь к центру. Юго-западный контакт с вмещающим кольско-беломорским комплексом падает по данным бурения на северо-восток под углом 45°.

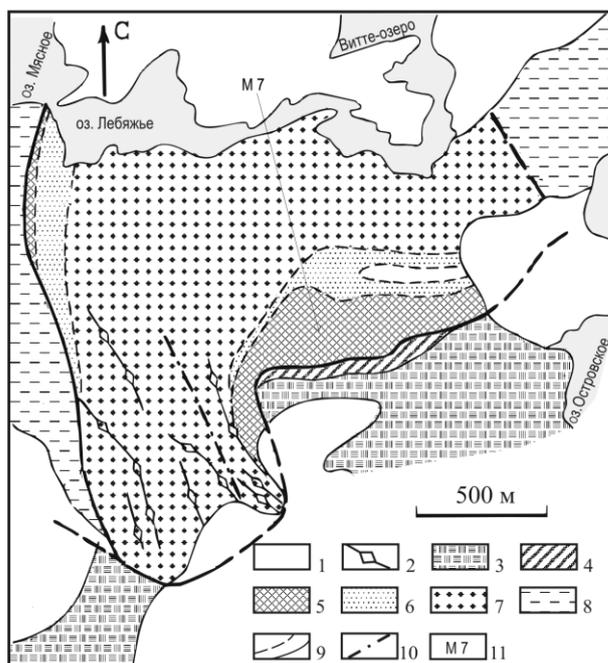


Рис.7.2. Схема геологического строения массива горы Островская. По данным Н.Т.Добрыниной, Х.Т.Шляховой с авторскими добавлениями.

1 - четвертичные отложения; 2 - дайки; 3 - метабазальты и 4 - кварцевые метапесчаники витегубской толщи; 5 - габбронориты; 6 - пироксениты; 7 - дуниты, перидотиты, серпентиниты; 8 - гнейсы и амфиболиты архейского комплекса; 9 - границы достоверные (а) и предполагаемые (б); 10 - разрывные нарушения; 11 - место отбора геохронологической пробы М7

Островской массив сложен дунитами, перидотитами, оливиновыми пироксенитами, пироксенитами, плагиопироксенитами и габброноритами.

В геологическом разрезе массива по данным изучения керн скважин хорошо выделяются три зоны (сверху вниз), в пределах которых переходы между различными породами имеют преимущественно постепенный характер:

1. Мезократовые габбронориты с прослоями мелано- и лейкократовых габброноритов, а также мезократовых норитов. Мощность зоны составляет 50-150 м. Габбронориты развиты в юго-восточной части массива, где они контактируют с гнейсами. В пределах этой зоны широко развиты жильные и гнездовые пегматитовые образования основного состава.

2. Пироксениты с прослоями плагиопироксенитов и реже перидотитов и дунитов. Мощность зоны составляет 100-150 м. В верхней части разреза преобладают

плагиопироксениты, имеющие постепенные переходы к вышележащим габброноритам. Пироксениты имеют четко выраженную трахитоидность.

3. Переслаивание дунитов и гарцбургитов с мощностью слоев от 20-30 см до 2-3 м. Дуниты преобладают в верхней части разреза. Мощность зоны превышает 750 м.

Ниже перидотитов отдельными скважинами были подсечены маломощные зоны плагиопироксенитов и габброноритов, которые, очевидно, слагают эндоконтактовую зону. Массив является однофазным, сформированным в результате дифференциации высокомагнезиального расплава, обогащенного на поздней стадии кристаллизации флюидами, что обусловило широкое развитие пегматитов основного состава.

7.3. Петрография и геохимические особенности интрузивных пород

Улитаозерский массив. Ультраосновные породы, слагающие до 60% от общего объема массива, представлены дунитами, плагиодунитами, гарцбургитами, плагиогарцбургитами, оливиновыми и безоливиновыми ортопироксенитами, плагиоортопироксенитами и редко вебстеритами. Среди них преобладают дуниты и плагиоортопироксениты. Среди основных пород (40% от общего объема) выделяются мелано- и мезократовые нориты и габбронориты, среди которых преобладают меланократовые разновидности. Практически все типы пород, кроме дунитов, имеют между собой постепенные переходы. Пироксениты и габбронориты часто переслаиваются.

Дуниты и плагиодуниты сложены (об.%) оливином (90), а также ортопироксеном (5-6), клинопироксеном (3), плагиоклазом (5) и акцессорным хромитом. Последний приурочен к интерстициям или включен в интеркумулятивный ортопироксен. Вторичные минералы представлены серпентином (0.5-2, в серпентинизированных разностях до 10), амфиболом и хлоритом, слагающими коронитовую кайму (2), и биотитом (<1).

Породы относятся к оливиновым кумулатам с интеркумулусными пироксенами и плагиоклазом. Структура их панидиморфнозернистая с элементами коронитовой. Коронитовая структура обусловлена развитием реакционных кайм на границе оливина и плагиоклаза. Она состоит из двух зон. Первая, нарастающая на оливин, сложена мелкопластинчатым агрегатом пироксена; вторая, пограничная с плагиоклазом - лучистым агрегатом бесцветного тремолита.

Гарцбургиты и плагиогарцбургиты состоят (об.%) из оливина (55-66), ортопироксена (22-30), клинопироксена (10) и плагиоклаза (4). Вторичные минералы представлены серпентином (2), тремолитом (2-3) и реже биотитом, рудные минералы - магнетитом и хромитом.

Структура пород пойкилитовая и гипидиоморфнозернистая. Пойкилитовая структура обусловлена включением зерен оливина в крупные ксеноморфные зерна ортопироксенов. Гипидиоморфнозернистая структура обусловлена развитием идиоморфных зерен оливина и гипидиоморфных ортопироксена.

Пойкилитовые плагиогарцбургиты относятся к оливиновым кумулатам, гарцбургиты с гипидиоморфнозернистой структурой - к ортопироксен-оливиновым кумулатам с интеркумулусными клинопироксеном и плагиоклазом. Гарцбургиты и плагиогарцбургиты состоят (об. %) из оливина (55-66),

ортопироксена (22-30), клинопироксена (10) и плагиоклаза (4). Вторичный парагенезис сложен серпентином (2) и тремолитом (2-3).

Оливиновые плагиоортопироксениты и плагиоортопироксениты сложены (об.%) ортопироксеном (87), а также оливином (до 5 в оливиновых разновидностях), плагиоклазом (6), клинопироксеном (<1) и рудными минералами (1). Из вторичных минералов встречаются серпентин (1-2) и амфибол актинолит-тремолитового состава (<1).

Породы представляют собой ортопироксеновые кумулаты с гипидиоморфнозернистой структурой. Оливин и плагиоклаз развиты в интеркумуляционном пространстве.

В минеральном составе в *вебстеритах*, помимо клинопироксена (50) и ортопироксена (47), присутствует плагиоклаз (3) и незначительное количество рудных минералов (<1). Породы относятся к ортопироксен-клинопироксеновым кумулатам с интеркумуляционным плагиоклазом. Структура их гипидиоморфнозернистая.

Меланократовые нориты и габбронориты состоят (об.%) из ортопироксена (47-70), клинопироксена (5-27), плагиоклаза (20-25) и небольшого количества вторичного амфибола (1-2). Структура пород гипидиоморфнозернистая и пойкилитовая.

Меланократовые нориты и габбронориты с пойкилитовой структурой являются ортопироксеновыми кумулатами, в которых идиоморфные зерна ортопироксена включены в более крупные ксеноморфные интеркумуляционные зерна клинопироксена. Меланократовые габбронориты с гипидиоморфнозернистой структурой относятся к клинопироксен-ортопироксеновым кумулатам, для которых типичны идиоморфные зерна пироксенов и ксеноморфные плагиоклаза.

В сложении *мезократовых габброноритов* принимают участие плагиоклаз (60), ортопироксен (21), клинопироксен (15) и вторичные амфибол и биотит (3). Структура пород гипидиоморфнозернистая с элементами венцовой. Гипидиоморфнозернистая структура обусловлена наличием гипидиоморфных зерен пироксенов и плагиоклаза, венцовая структура реакционных кайм, состоящих из лучистых агрегатов амфибола, вокруг пироксенов на границе с плагиоклазом. Породы относятся к ортопироксен-клинопироксен-плагиоклазовым кумулатам.

В таблице 7.1 приведен состав оливина, орто- и клинопироксена по данным химического анализа. Состав оливина четко отражает состав пород: оливин из дунитов содержит 9% Fa, а из гарцбургитов - 12% Fa. По сравнению с породами Мончеплутона они соответственно близки к оливину из дунитов Дунитового блока (12-13% Fa) и оливину из дунитов расслоенной серии (13-14% Fa).

Ортопироксены Улитаозерского массива характеризуются относительно повышенным содержанием волластонитовой молекулы (2-5%), что связано с наличием в них структур распада твердых растворов в виде тонких пластинчатых вростков клинопироксена параллельно [100]. Такие ортопироксены, характерные для расслоенных интрузий, имеют название «бушвельдский тип». Клинопироксен, слагающий пироксениты, представлен авгитом. По коэффициенту железистости ($f=13.8\%$) он сопоставим с клинопироксеном из пород Мончеплутона. Состав плагиоклазов из пород Улитаозерского массива соответствует андезину-лабрадору № 48-62.

В пределах Улитаозерского массива В.В.Борисовой впервые были обнаружены и изучены катакластические, милонитовые и бластокатакластические структуры, формирование которых обусловлено сложным характером постинтрузивных деформаций.

Таблица 7.1

Химический состав породообразующих минералов Улитаозерского и Островского массивов, мас.%

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	41.35	40.60	40.47	54.80	53.75	52.23	53.3
TiO ₂	0.00	0.004	0.04	0.12	0.26	0.27	0.20
Al ₂ O ₃	0.23	0.35	0.37	3.24	3.61	4.35	2.61
Fe ₂ O ₃	0.86	0.91	0.40	0.00	0.52	0.89	0.92
FeO	8.35	10.29	14.47	9.35	9.35	4.21	4.37
MnO	0.19	0.15	0.23	0.18	0.20	0.15	0.17
MgO	48.28	47.05	43.44	29.38	29.79	17.68	18.80
CaO	0.00	0.00	0.00	2.34	1.13	18.14	17.96
Na ₂ O	0.16	0.07	0.12	0.09	0.18	0.71	0.46
K ₂ O	0.00	0.01	0.07	-	0.07	-	0.12
H ₂ O ⁻	0.30	0.07	0.02	0.22	0.00	0.35	0.00
H ₂ O ⁺	0.55	0.40	0.22	-	0.07	0.52	0.58
Cr ₂ O ₃	0.04	0.05	0.02	0.34	0.58	0.61	0.54
NiO	0.45	0.38	0.24	0.14	0.10	0.02	0.05
Сумма	100.76	100.33	100.05	100.20	99.61	100.13	100.13
<i>Fo</i> , <i>En</i>	90.6	87.8	82.6	80.6	82.6	52.97	54.7
<i>Fa</i> , <i>Fs</i>	9.4	12.2	17.4	14.7	15.2	7.98	7.8
Wo	-	-	-	4.7	2.2	39.05	37.5
<i>f</i> , ат.%	9.7	11.7	17.1	15.1	15.5	13.8	12.9

ПРИМЕЧАНИЕ. Оливин: 1 - дунит, 2 - гарцбургит, 3 - плагиогарцбургит. Ортопироксен: 4 - плагиоортопироксенит; 5 - меланократовый норит. Клинопироксен: 6 - плагиоортопироксенит, 7 - ортопироксенит. 1, 2, 4, 5, 6 - Улитаозерский массив, 3, 7 - Островской массив. *f* (ат.%) = 100 (Fe₂O₃+FeO) / Fe₂O₃+FeO+MgO. По данным Е.К.Козлова, Б.А.Юдина, В.С. Докучаевой (Анализы минералов..., 1983).

Судя по петрографическому изучению, деформации происходили в несколько стадий. К начальной стадии катакластических деформаций пород можно отнести возникновение зонк катаклаза в породах, образование волнистого погасания в пироксенах и плагиоклазах, образование деформационных двойников в пироксенах и пластинчатого строения в оливинах, появление изогнутых форм в плагиоклазах, нарушение в них целостности двойниковых структур, появление смещений и блочности в двойниках, а также частичное или полное дробление зерен. Пластически деформированные зерна пироксенов часто пересекаются несколькими микрозонками, по которым происходит смещение двойниковых структур со структурами распада твердых растворов.

Дальнейшее усиление деформаций приводило к развитию милонитовых структур, связанных с тонким перетиранием минеральных агрегатов по отдельным

направлениям и вытягиванием (развальцеванием) зерен ортопироксена. На конечной стадии формируются бластокатакластические структуры, связанные с перекристаллизацией плагиоклаза. Процесс перекристаллизации в плагиоклазах происходил после дробления зерен в краевых и центральных частях и выражается в новообразовании мелких изометричных зерен. Перекристаллизация может быть как частичной, когда сохраняются реликты первичных зерен плагиоклаза, так и полной. К этой же стадии можно отнести образование венцовых (друзитовых) кайм вокруг пироксенов на границе с плагиоклазом в плагиовестеритах и мезократовых габброноритах. Каймы сложены мелкозернистым агрегатом зеленой роговой обманки и гранатом.

Островской массив. Ультраосновные породы - дуниты, гарцбургиты, плагиогарцбургиты, лерцолиты, вебстериты, клинопироксениты и плагиопироксениты резко преобладают в разрезе массива, но они большей частью не вскрыты эрозией. Наблюдающиеся на поверхности породы основного состава (меланократовые нориты, мелано- и мезократовые габбронориты) занимают относительно незначительный объем.

Наиболее полный разрез (1101.6 м) был вскрыт скв.136, расположенной на северо-западном склоне горы Островская. Мощность меланократовых габброноритов, слагающих верхнюю часть ее разреза, составляет около 50 м, мощность ниже расположенных ультраосновных пород увеличивается до 1050 м.

Ниже приведен более детальный разрез по скв. 136 (сверху вниз): 0-10 м - мезократовые габбронориты; 10-50 м - меланократовые габбронориты; 50-110 м - лерцолиты; 110-145 м - вебстериты; 145-400 м - лерцолиты с прослоем гарцбургитов; 400-1101.6 м - дуниты, сменяющиеся плагиогарцбургитами.

Таким образом, для массива горы Островская характерными породами являются лерцолиты и вебстериты, которые полностью отсутствуют в Мончеплутоне и в незначительном количестве (вебстериты) присутствуют в Улитаозерском массиве.

Дуниты, гарцбургиты, плагиогарцбургиты и лерцолиты состоят (об.%) из оливина (93-68), ортопироксена (1-35), клинопироксена (1-12), плагиоклаза (0-5) и рудного минерала (<1). Вторичные минералы содержатся в незначительных количествах - серпентин (0-3) и амфибол актинолит-тремолитового ряда (1-2). Структура пород панидиоморфнозернистая (дуниты) или пойкилитовая (гарцбургиты и лерцолиты). Породы относятся к оливиновым кумулатам с развитием интеркумулусных пироксенов и плагиоклаза.

Оливиновые вебстериты, вебстериты, плагиовестериты и клинопироксениты сложены оливином (0-7), ортопироксеном (20-30), клинопироксеном (60-90), плагиоклазом (0-10) и вторичными минералами. Структуры пород пойкилитовая и гипидиоморфнозернистая. Для большинства вебстеритов характерным является резкое (в 2-3 раза) преобладание клинопироксена над ортопироксеном. Клинопироксен обычно пойкилитически включен в зерна оливина и ортопироксена, однако ортопироксен также развит в виде кумулусных минералов, поэтому данные породы следует отнести к ортопироксен-клинопироксеновым кумулатам с интеркумулусными оливином, ортопироксеном и плагиоклазом.

Меланократовые нориты и габбронориты имеют гипидиоморфнозернистую структуру. Они являются ортопироксеновым и ортопироксен-клинопироксеновым кумулатом с интеркумулусным плагиоклазом. В их составе присутствуют

ортопироксен (25-70), клинопироксен (5-45) и плагиоклаз (15-25). Пироксены частично замещены актинолит-тремолитом (3-5, реже, до 25).

Мезократовые габбронориты относятся к ортопироксен-клинопироксен-плагиоклазовым кумулатам. Они обладают габбро-офитовой и пойкилитовой структурами и массивной, иногда, трахитоидной текстурой. Их минеральный состав (об.%): плагиоклаз (50-62), ортопироксен (14-21), клинопироксен (25-37) и спорадически встречающийся инвертированный пижонит с характерными структурами распада в виде вrostков широких пластинок клинопироксена параллельно [001]. Пироксены замещаются амфиболом актинолит-тремолитоого ряда (5-10).

В таблице 7.1 приведен состав оливина и клинопироксена по данным химического анализа. Оливин из плагиогарцбургитов обладает относительно высоким содержанием фаялитового минала (17.1%), что отличает его от оливина Улитаозерского массива. Клинопироксен относится в авгиту с коэффициентом железистости (f , ат. %), равной 12.9. Состав плагиоклаза отвечает лабрадору (62-70% An) в неизменных габброидах и андезину-лабрадору (45-56% An) в измененных габброидах.

Рассмотрим петрохимические и геохимические особенности изученных пород на основе данных химического и ICP-MS анализов. В таблицах 7.2 и 7.3. приведены средние составы выделенных групп пород.

Таблица 7.2.

Средний химический состав пород Улитаозерского массива, мас.%

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40.64	44.29	53.41	54.11	51.11	51.69
TiO ₂	0.23	0.14	0.26	0.24	0.45	0.34
Al ₂ O ₃	2.40	2.12	4.13	6.09	8.97	16.24
Fe ₂ O ₃	1.53	0.97	0.85	1.33	0.89	2.15
FeO	8.49	9.25	8.43	7.38	8.18	7.75
MnO	0.15	0.17	0.17	0.17	0.18	0.13
MgO	42.31	39.21	27.14	25.11	17.30	8.11
CaO	1.33	1.51	3.92	3.98	10.16	9.79
Na ₂ O	0.25	0.20	0.48	0.81	1.24	2.41
K ₂ O	0.08	0.08	0.13	0.14	0.44	0.65
H ₂ O ⁻	0.15	0.09	0.06	0.29	0.12	0.08
H ₂ O ⁺	1.61	1.07	0.87	0.70	0.80	0.76
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.07	0.05	0.04	0.07
CO ₂	0.12	-	0.22	-	-	0.04
S _{общ}	-	0.01	0.02	0.03	0.01	0.13
Cr ₂ O ₃	0.62	0.40	0.51	0.54	0.20	0.15
NiO	0.32	0.37	0.14	0.11	0.08	0.06
Сумма	100.10	100.37	100.19	99.81	100.22	100.17
f , ат.%	11.6	14.4	19.0	16.2	22.7	40.2
n	5	4	8	6	6	5

ПРИМЕЧАНИЕ. 1 - дунит, 2 - гарцбургит, 3 - плагиоортопироксенит, 4 - меланократовый норит, 5 - меланократовый габбронорит, 6 - мезократовый габбронорит. $f(\text{ат.}\%)=100 (\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO})$. n - количество анализов. Анализы из коллекций Б.А.Юдина, В.С.Докучаевой и В.Ф.Смолькина.

По своим петрохимическим особенностям они относятся к нормальному ряду известково-щелочной петрохимической серии. В дифференцированном ряду от ультраосновных к основным породам происходит закономерное увеличение железистости пород (f , ат. %) и содержания Al_2O_3 , TiO_2 , CaO и Na_2O , уменьшение Cr и Ni , что является характерным для расслоенных массивов. Разделение пород по группам дифференциатов в зависимости от поведения тех или иных компонентов отражены на нижеприведенных петрохимических диаграммах.

На диаграмме $MgO - Al_2O_3$ (рис.7.3А) наблюдается плавное увеличение в породах Улитаозерского массива Al_2O_3 с уменьшением содержания в них MgO , что обусловлено постепенной сменой ультраосновных дифференциатов (дунитов и гарцбургитов) через промежуточные по составу разновидности (плагииортопироксениты) к основным породам (меланократовым и мезократовым норитам и габброноритам), отличаясь от первых более высоким содержанием Al_2O_3 .

Таблица 7.3.
Средний химический состав пород Островского массива, мас.%

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	39.43	40.33	41.42	41.81	52.55	47.87	51.70	52.36	54.57
TiO_2	0.16	0.21	0.21	0.33	0.24	0.51	0.42	0.47	0.80
Al_2O_3	1.48	2.03	2.62	3.93	2.41	5.53	5.95	14.73	13.84
Fe_2O_3	1.26	1.15	1.31	1.47	0.95	1.33	1.12	1.53	2.73
FeO	12.58	10.99	11.24	9.46	5.59	9.76	7.49	6.83	6.64
MnO	0.21	0.19	0.22	0.18	0.19	0.21	0.20	0.17	0.16
MgO	41.65	39.35	37.66	34.69	20.72	24.51	17.89	8.63	6.00
CaO	1.05	1.76	2.37	2.91	15.68	5.61	12.93	11.29	9.11
Na_2O	0.17	0.18	0.36	0.38	0.39	0.86	0.86	2.21	2.68
K_2O	0.07	0.11	0.18	0.28	0.07	0.38	0.18	0.49	0.89
H_2O^-	0.11	0.16	0.12	0.16	0.09	0.10	0.11	0.08	0.37
H_2O^+	0.90	2.04	1.59	2.89	0.86	1.79	0.88	0.79	1.26
P_2O_5	0.05	0.04	0.05	0.08	0.05	0.07	0.05	0.06	0.16
CO_2	0.33	1.10	0.44	0.74	0.58	0.96	0.32	0.55	0.51
$S_{общ}$	0.03	0.02	0.03	0.05	0.03	0.03	0.01	0.02	0.04
Cr_2O_3	0.65	0.71	0.46	0.68	0.51	0.59	0.42	0.02	0.03
NiO	0.27	0.26	0.24	0.24	0.05	0.14	0.05	0.02	0.03
Сумма	100.05	100.29	100.26	99.80	100.21	100.22	100.07	99.75	99.63
f , ат.%	15.5	14.6	15.6	14.8	14.9	20.1	21.0	34.76	45.8
n	10	11	15	6	9	2	9	8	4

ПРИМЕЧАНИЕ. 1 - дунит, 2 - гарцбургит, 3 - лерцолит, 4 - плагииортопироксенит, 5 - вебстерит, 6 - меланократовый норит, 7 - меланократовый габбронорит, 8 - мезократовый габбронорит, 9 - габбропегматит. n - количество анализов. Анализы из коллекций Б.А.Юдина, В.С.Докучаевой и В.Ф.Смолькина.

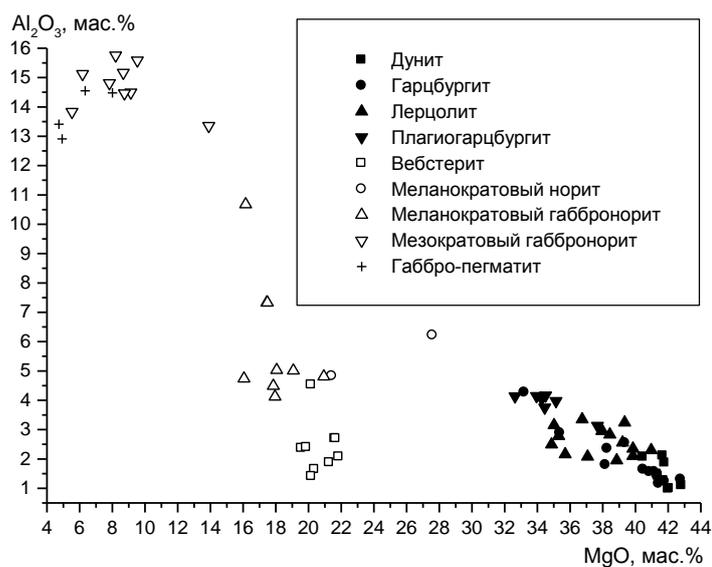
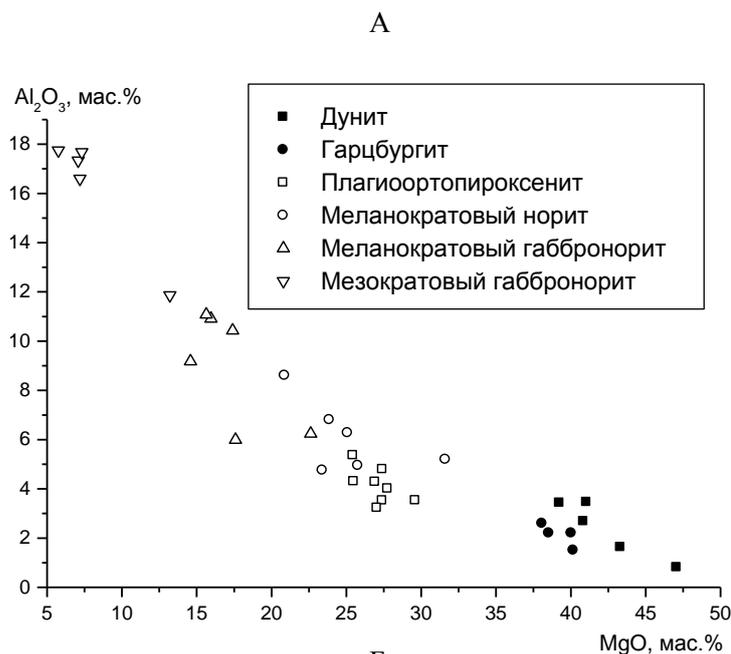


Рис.7.3. Диаграмма $MgO - Al_2O_3$ (мас.%) для пород Улитаозерского (А) и Островского (Б) массивов

В дифференцированном ряду пород Островского массива (рис.7.3Б) постепенное увеличение Al_2O_3 с уменьшением содержания MgO происходит только в ряду дуниты - гарцбургиты - плагииортопироксениты. Отсутствие в Островском массиве ортопироксенитов и плагииортопироксенитов резко отделяет группу вебстеритов от плагииортопироксенитов по содержанию MgO при близком содержании Al_2O_3 в этих породах. Практически в одну группу с вебстеритами по содержанию MgO попадают меланократовые габбронориты.

На рис.7.4 отражена зависимость между MgO (мас.%) и коэффициентом железистости (f , ат. %) в породах Улитаозерского и Островского массивов. В целом, отмечается более железистый характер пород Островского массива по сравнению с Улитаозерским массивом, наиболее железистыми породами являются мезократовые габбронориты и габбро-пегматиты Островского массива. Для пород Улитаозерского массива характерно постепенное увеличение железистости пород (f , ат. %) с уменьшением содержания в них MgO (рис.7.4А), тогда как кристаллизация вебстеритов в Островском массиве (рис.7.4Б) нарушает такую закономерность. Вебстериты по железистости относительно близки к дунитам и перидотитам массива, но отличаются от них более низким содержанием MgO.

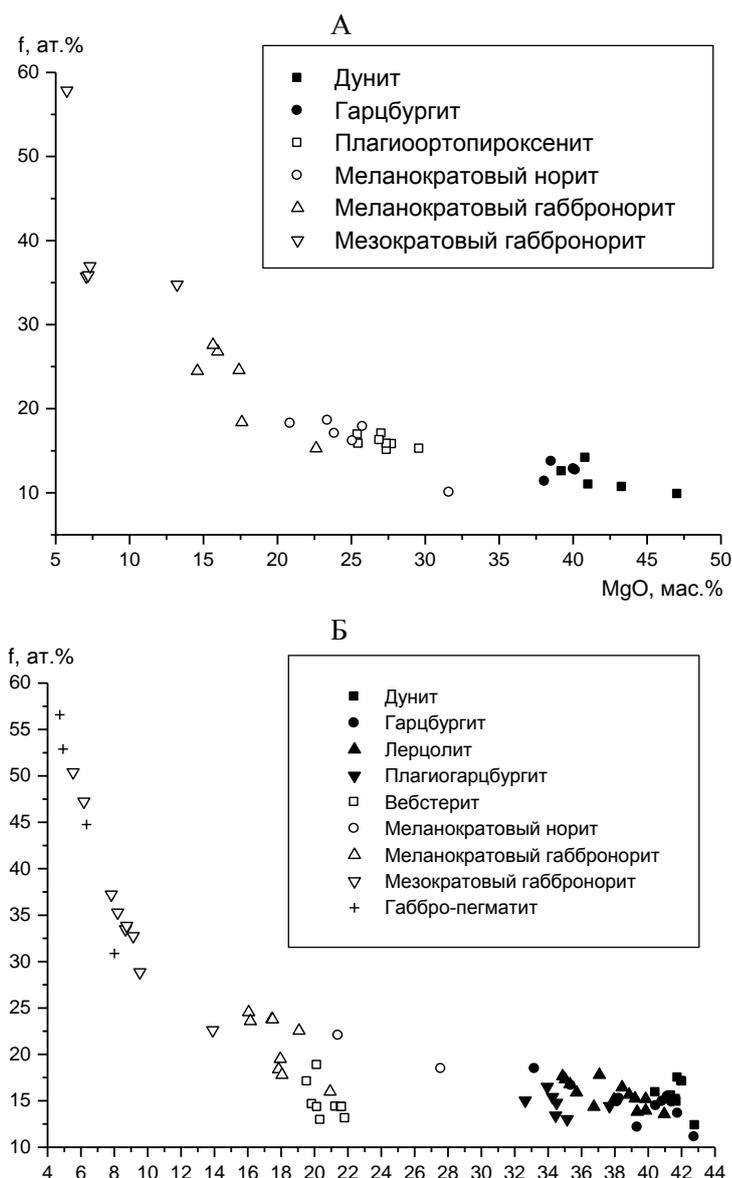


Рис.7.4. Диаграмма MgO (мас.%) - f (ат.%) для пород Улитаозерского (А) и Островского (Б) массивов

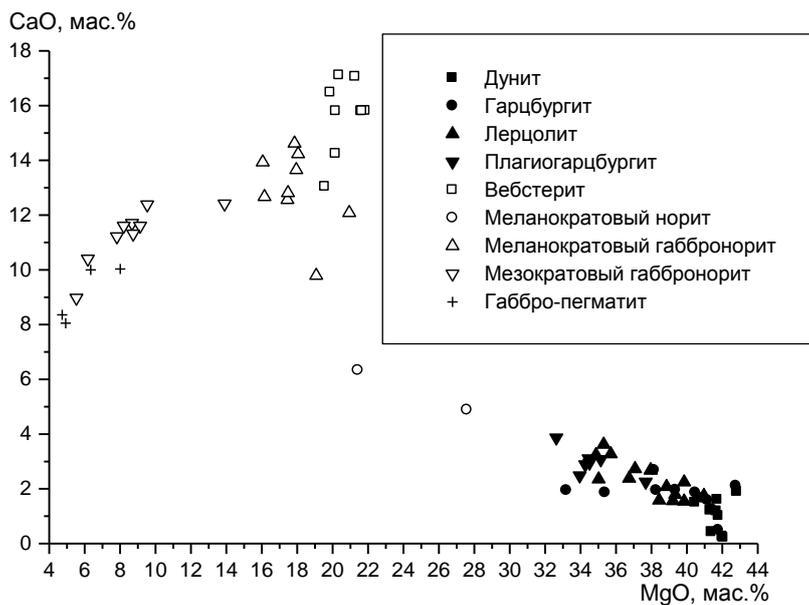
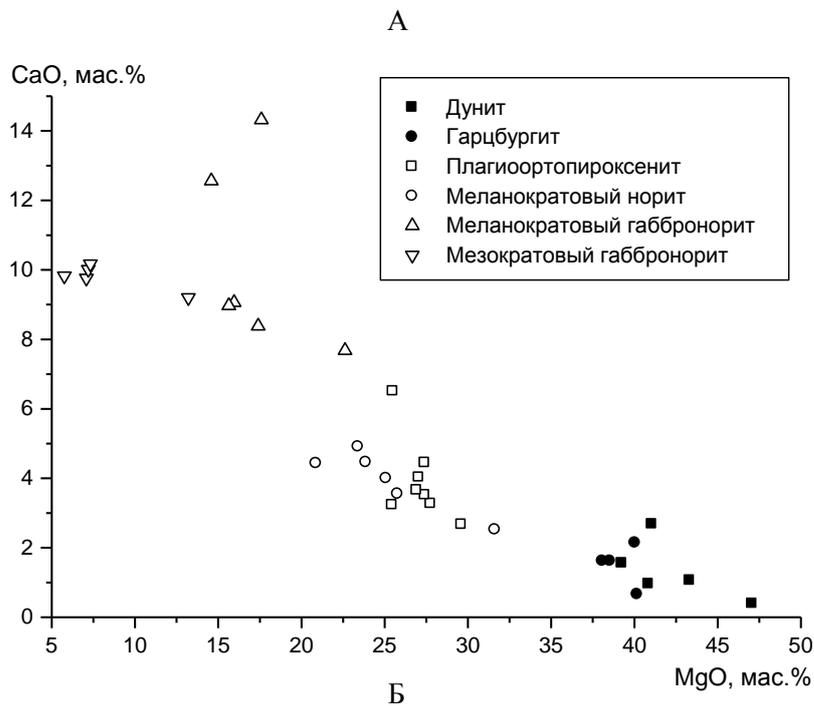


Рис.7.5. Диаграмма MgO - CaO (мас.%) для пород Улитаозерского (А) и Островского (Б) массивов

Зависимость содержания CaO в породах массивов от содержания MgO (мас.%) иллюстрируется рис.7.5. В дифференцированной серии пород Улитаозерского массива при переходе от ультраосновных к основным породам происходит закономерное накопление CaO с уменьшением содержания в них MgO (рис.7.5А). Подобная закономерность не проявлена в Островском массиве, вследствие

появления на промежуточном этапе дифференциации пород, обогащенных клинопироксеном - вебстеритов и меланократовых габброноритов. Эти группы пород занимают на диаграмме (рис.7.5Б) обособленное положение с высоким значением содержания СаО (12-17%). Повышенная роль кальция в породах Островского массива очевидна при сравнении одноименных пород: содержание кальция в меланократовых габброноритах Островского массива (12-14%) значительно превышает содержание его в тех же породах Улитаозерского массива (9%).

В отдельных разновидностях пород Улитаозерского и Островского массивов было изучено распределение редкоземельных элементов. Графики их распределения, нормированные к хондриту, приведены на рис.7.6 отдельно для каждого массива.

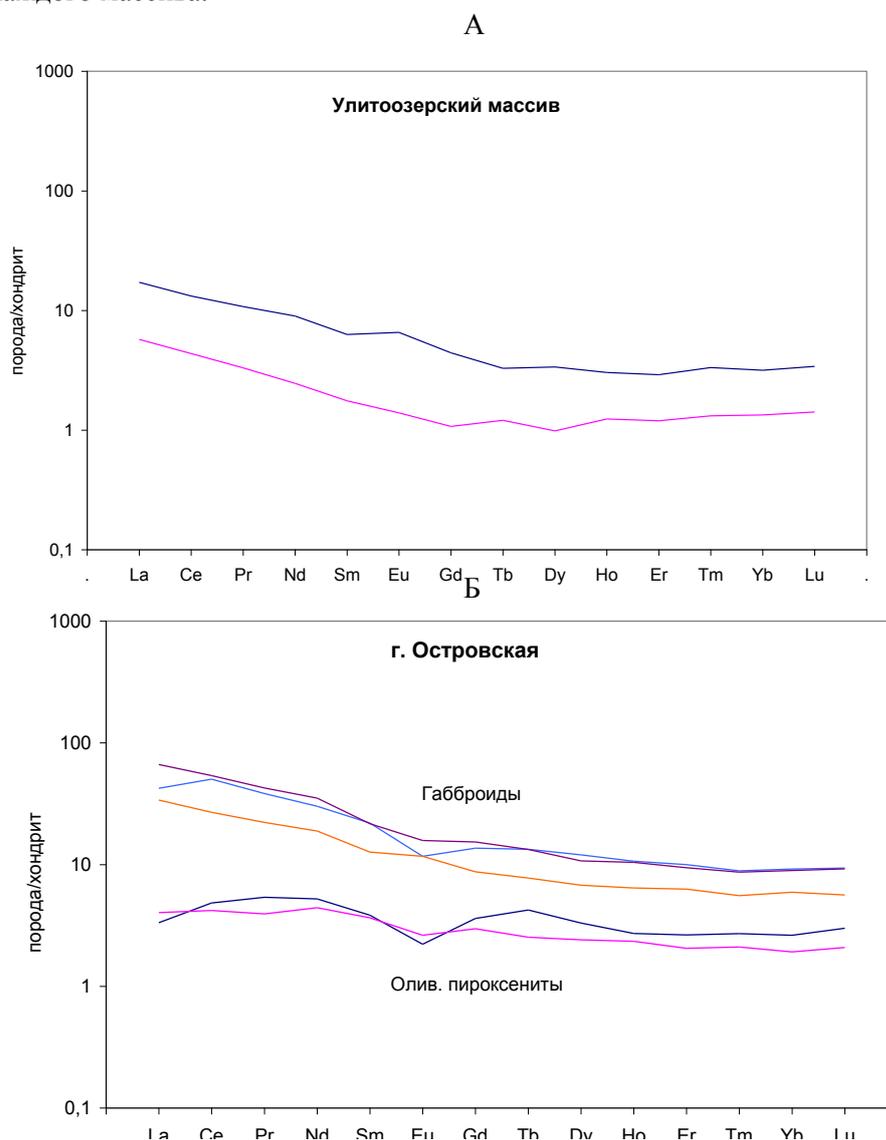


Рис.7.6. Распределение редких земель, нормированных к хондриту, в породах Улитаозерского (А) и Островского (Б) массивов по данным ICP-MS

Для Улитаозерского массива были проанализированы плагиоортопироксениты и габбронориты, для которых устанавливается однотипное распределение редких земель - обогащение легкими и равномерное распределение тяжелых при большом содержании в габброидах. Отмечается также небольшое увеличение содержания тяжелых элементов (Er-Lu). Для Островского массива имеется большой набор анализов, характеризующих породы верхней части разреза - оливиновые пироксениты, габбронориты и прорывающие их жильные пегматитовые образования основного состава. В оливиновых пироксенитах наблюдается хондритовый тип распределения, а габброиды сильно обогащены легкими землями. Подобный спектр нельзя объяснить только фракционированием оливина, по-видимому, в процессах дифференциации принимал участие ортопироксен или ортопироксен и оливин совместно. Таким образом, изученные породы двух разных массивов различаются по нормированным спектрам редких земель.

В заключение рассмотрения Улитаозерского и Островского массивов необходимо отметить, что они имеют как общие черты строения и характера дифференциации, так и различные, обусловленные разным набором и составом ультраосновных и основных пород. В Улитаозерском массиве ультраосновные породы сложены оливин-ортопироксеновым парагенезисом (дуниты, гарцбургиты, ортопироксениты), а в Островском, помимо дунитов и гарцбургитов, устанавливается оливин-ортопироксен-клинопироксеновый парагенезис (лерцолиты, вебстериты). Установлены различия и в составе основных пород: в составе габброноритов Островского массива клинопироксен постоянно преобладает над ортопироксеном, т.е. они имеют четко выраженный переход в габброидам.

7.4. Сравнительный анализ с Мончеплутоном

Улитаозерский и Островский массивы, также как Мончеплутоном, сложены едиными сингенетическими рядами пород от ультраосновного до основного состава, основная часть которых формировалась при внедрении и кристаллизации высокомагнезиальных магматических расплавов. Характерным для них является сочетание макро- и ритмичной расслоенности, хотя масштаб проявления последней различен в разных массивах.

Петрографический состав дифференциатов Улитаозерского массива очень близок к таковому для Мончеплутона - дуниты и плагиодуниты, гарцбургиты и плагиогарцбургиты, ортопироксениты и плагиопироксениты, нориты и габбронориты; отсутствуют только лейкократовые разности габброидов - лейкогаббро и анортозиты. В составе же Островского массива выделяются дифференциаты, не характерные для Мончеплутона - вебстериты, а в составе габброноритов преобладает клинопироксен, тогда как в Мончеплутоном преобладают нориты. Необходимо также отметить, что в верхней части Мончеплутона (предгорье Вурэчуайвенч) широко развиты, помимо габброноритов, лейкогаббро и анортозиты, отсутствующие в Улитаозерском и Островском массивах.

Состав породообразующих минералов в породах Улитаозерского и Островского массивов, несмотря на ограниченную информацию, в целом, близок к составу минералов из аналогичных пород Мончеплутона. Четко выраженное отличие заключается в широком развитии интерстиционного

плагиоклаза в ультрабазитах, что является не характерным для ультрабазитов Мончеплутона, за исключением плагиодунитов Дунитового блока.

Принципиально важным является обнаружение в пределах Улитаозерского массива катакластических, милонитовых и бластокатакластических структур, формирование которых обусловлено сложным характером деформаций в результате движений блоков в постинтрузивный этап.

Анализ процессов дифференциации в ряду дуниты - перидотиты - пироксениты - габбронориты в изученных массивах показывает, что они в целом аналогичны описанным для Мончеплутона. Однако выявляются и отличия. Так, точки состава пород Улитаозерского массива располагаются в полях аналогичных пород Мончеплутона, тогда как часть пород Островского массива (вебстериты и меланократовые габбронориты) на всех петрохимических диаграммах образуют свои, обособленные поля составов.

Выводы

1. Улитаозерский массив по своему строению, составу и характеру процессов дифференциации сопоставим с Мончеплутонем и поэтому может быть отнесен к мончегорскому комплексу или в формационном отношении - к перидотит-пироксенит-габброноритовой формации. Данные изотопного возраста (2492 ± 20 млн лет) подтверждают данный вывод.

2. Островский массив обладает рядом отличительных от Мончеплутона особенностей, в том числе более молодым возрастом формирования (2445 ± 11 млн лет) и широким развитием пород с оливин-ортопироксен-клинопироксеновым парагенезисом. Это позволяет обосновать необходимость пересмотра его формационной принадлежности и исключить из состава мончегорского комплекса.

3. Несмотря на близкий изотопный возраст Островского массива и умбареченско-имандровского комплекса, они сильно различаются как по разрезам, минеральному и химическому составу пород, так и по оруденению. В пределах Островского массива на сегодня не выявлена хромитовая, титаномагнетитовая или сульфидная минерализация.

Глава 8

РАЙНЕНЧОРРСКИЙ КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ВЕРЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Вблизи шовной зоны сочленения Кольского и Беломорского блоков широко развиты интрузии клинопироксенит-верлитов райненчоррского комплекса, которые располагаются в пределах Кольского блока, как в непосредственной близости от его границы, так и на некотором удалении от нее. На раннем этапе изучения они относились к архейскому комплексу (Козлов и др., 1967), а затем впервые были детально описаны и выделены в самостоятельный клинопироксенит-верлитовый формационный тип Б.А.Юдиным (1982). Впоследствии в результате геологического доизучения и геолого-минерагенического картирования, проведенного Центрально-Кольской экспедицией, был получен новый фактический материал, позволивший уточнить их геолого-петрологическую и петрогеохимическую характеристики (Чашин, 1996а, 1998).

8.1. Геологическое положение интрузий и особенности их внутреннего строения

Комплекс объединяет около 10 небольших интрузивных массивов (Улитареченский, Райненчорр, Керкчорр, Тулпъявр, Верлитовый, оз.Узкое), а также группу (от 3 до 15) более мелких тел, расположенных на восточном склоне Главного хребта, в районах оз. Колозеро и южной части Волчьих Тундр (рис.8.1). Они группируются в единый пояс субмеридионального направления, протягивающийся до Кандалакшского залива на юге до руч. Улита на севере и занимающего кососекущее положение относительно основных архейских структурных единиц региона: Кольского и Беломорского блоков, а также раннепротерозойского Печенга-Варзугской пояса. Пространственно пояс совпадает с Лиинахамарско - Порьегубским линеamentом (Эндогенные режимы..., 1991), разделяющим два мегаблока с разной мощностью земной коры: 36-40 км для Терско-Мурманского и 40-46 км для Беломорско-Лапландского (Сейсмологическая..., 1997, 1998). Вмещающими породами интрузий комплекса служат габброиды Главного хребта и метаморфические образования Кольского блока.

Типовым массивом комплекса является Райненчорр, по которому и назван комплекс. Он имеет линзовидную форму в плане, ориентированную в северо-западном направлении, протяженность его составляет 5.5 км и горизонтальная мощность до 1.3 км (рис.8.2). По геофизическим данным массив падает на северо-восток и имеет юго-восточное погружение.

Непосредственный контакт с вмещающими габброидами Главного хребта наблюдался только в юго-западной части массива.

Контакт тектонизированный, резкий, прямолинейный, падающий на восток под углом 80-85°. В зоне экзоконтакта наблюдается приспособление направления сланцеватости милонитизированных габброидов к границам массива. В зоне эндоконтакта мощностью 20-25 м породы массива рассланцованы и частично серпентинизированы. Массив дифференцирован от дунитов до оливиновых клинопироксенитов при понижении основности в восточном направлении. Видимая мощность отдельных разновидностей составляет 200-300 м, переходы между ними, как правило, имеют постепенный характер.

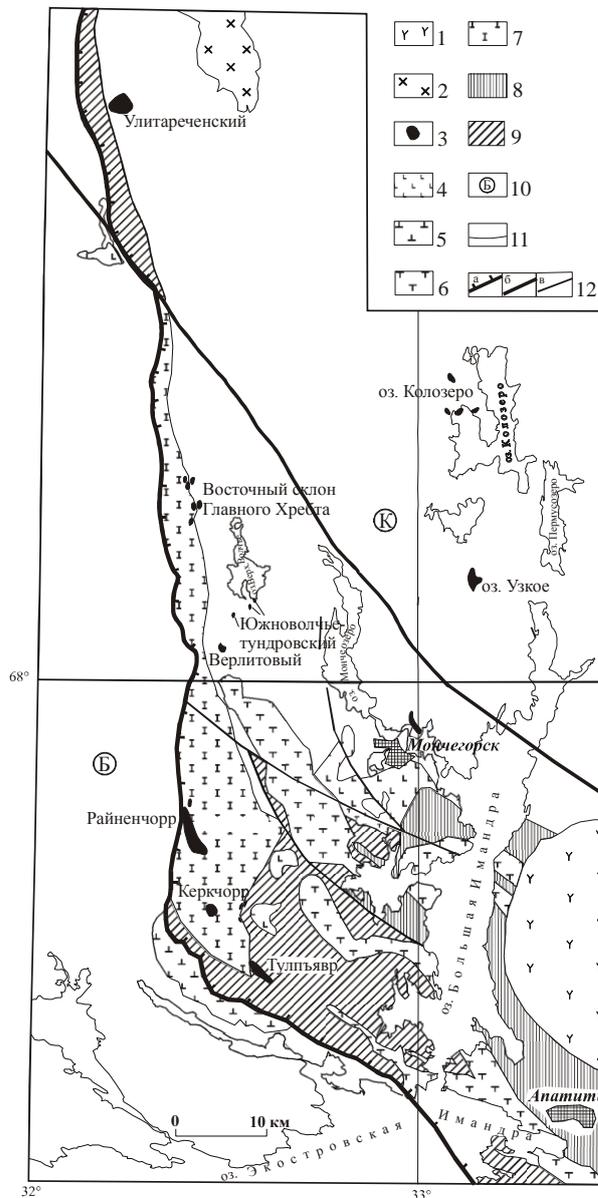


Рис.8.1. Схема расположения интрузий райненчоррского комплекса в Мончегорском и Оленегорском районах.

1 - нефелиновые сиениты Хибинского плутона; 2 - базит-ультрабазиты, щелочные граниты, нефелиновые сиениты и фойдолиты массива Гремяха-Вырмес; 3 - райненчоррский клинопироксенит-верлитовый комплекс; 4 - габбронориты буддированных массивов Нярк-Тундры, 5 - норит габбронорит-габбро умбарченско-имандровского комплекса, 6 - габбро-анортозиты Чуна-, Волчьих тундр, 7 - габбронорит-анортозиты Мончетундровского массива; 8 - базит-ультрабазиты Мончеплутона; 9 - метаосадочно-вулканогенные породы Имандра-Варзугской зоны; 10 - амфиболиты, гнейсы и сланцы лопийского зеленокаменного пояса; 11 - метаморфические и ультра-

метаморфические породы архейских комплексов Беломорского (Б) и Ц-Кольского (К) блоков; 12 - геологические границы; разрывные нарушения: главные, структурные швы: надвиги (а), сбросы и сдвиги (б), второстепенные (в)

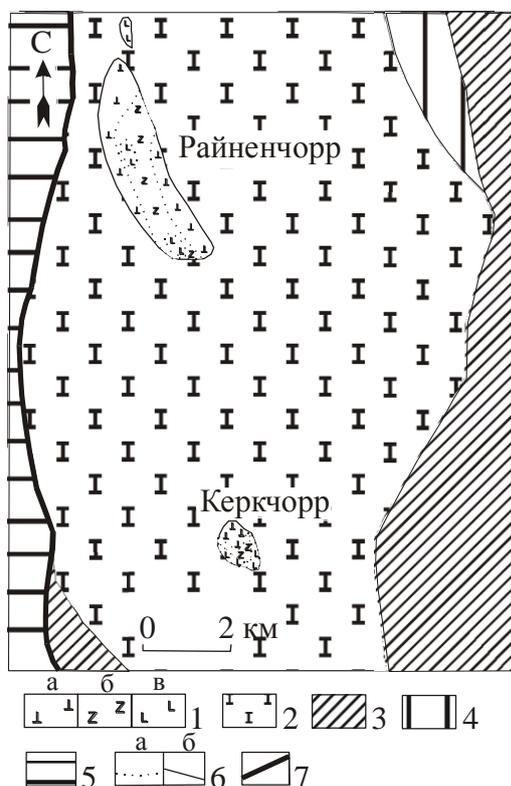


Рис.8.2. Схема расположения массивов Райненчорр и Керкчорр в районе Чунатундры Главного хребта.

1 - дуниты (а), верлиты (б), оливиновые клинопироксениты (в);
2 - габбро-анортозиты Главного хребта; 3 - фрагмент лопийского зеленокаменного пояса; 4-5 - гнейсы, амфиболиты и мигматиты архейских комплексов Кольского (4) и Беломорского (5) блоков;
6 - геологические (а) и фациальные (б) границы; 7 - тектонические нарушения

Массив Керкчорр имеет на плане округлую форму, его размер в диаметре составляет около 1 км (рис.8.2). Характерным для него является четко выраженное концентрически-зональное строение, обусловленное наличием в северной части массива ядра дунитов, которое окружено полукольцами верлитов, затем оливиновых клинопироксенитов и клинопироксенитов.

Массив Тулпъявр сложен дунитами в юго-западной части и оливиновыми клинопироксенитами в северо-восточной. Он отличается от остальных интрузий интенсивными вторичными изменениями пород.

Массив Улитареченский, расположенный в северной части района (рис.8.1), характеризуется округлой на плане формой, размер его в

поперечнике составляет около 2 км. Для него установлено концентрически-зональное строение: центральная часть, мощностью около 1 км, сложена дунитами, а периферия - верлитами, среди которых наблюдаются маломощные прослои оливиновых клинопироксенитов и реже лерцолитов и оливиновых вебстеритов мощностью 0.2-0.5 м.

Массивы, расположенные на восточном склоне Главного хребта, представлены, преимущественно, клинопироксенитами и реже оливиновыми плагиовебстеритами, а Южноволчьегундровский - оливиновыми клинопироксенитами и вебстеритами. Массив Верлитовый имеет неправильную, близкую к округлой, форму. Его размер на плане составляет 1х0.6 км. Он сложен, преимущественно, верлитами, которые в зоне эндоконтакта мощностью 5-10 м сменяются клинопироксенитами.

На удалении от границы Кольского блока располагаются массивы, которые к данному комплексу отнесены с определенной долей условности на основании сходства вещественного состава пород, минеральных и петрохимических особенностей. Массив оз. Узкое (рис.8.1) представляет собой неправильной формы овал, вытянутый в меридиональном направлении. Его размер на плане равен 2.5х1.5 км. По геофизическим данным подошва массива находится на глубине около 1 км от поверхности, западный контакт имеет близвертикальное падение, а восточный - относительно полого падает на восток. По данным геологического картирования, выполненного Б.А.Шлайфштейном в 1978 г., он сложен, в основном, оливинсодержащими плагиоклинопироксенитами, иногда содержащими участки вебстеритов. В южной части массива залегают титаномагнетитовые оливинсодержащие клинопироксениты, среди которых встречаются единичные прослои плагиоклазсодержащих разновидностей мощностью от 0.1 до 4.4 м. Предполагается, что мощность зоны титаномагнетитовых клинопироксенитов не превышает 200 м.

В районе оз.Колозеро по данным бурения, проведенного в 1980-е годы, выявлено три интрузивных тела мощностью 30-60 м, ориентированных в субширотном направлении (рис.8.3). С учетом геофизических данных, эти тела, по-видимому, имеют линзовидную форму размером на плане от 100х300 до 200х600 м. Они сложены плагиоклинопироксенитами с прослоями оливиновых клинопироксенитов и оливиновых вебстеритов (рис.8.3). В отдельных прослоях наблюдается значительное обогащение породы первичным бурым амфиболом. В эндоконтакте лежащего бока массивов отмечаются оливиновые меланократовые габбро мощностью около 1 м.

Нижняя возрастная граница комплекса определяется прорыванием данными интрузиями габброидов Главного хребта - Чунагундровского и Волчьегундровского массивов, U-Pb возраст которых (Чунагундровского) равен 2467 ± 7 млн лет (глава 10).

Для массива Райненчорр был получен возраст Sm-Nd методом по породообразующим минералам и породе в целом, равный 1863 ± 77 млн лет при первичном отношении $\epsilon_{Nd} = -1.8 \pm 0.2$.

8.2. Особенности минерального состава

Главными породообразующими минералами, слагающими породы райненчоррского комплекса, являются оливин, клино- и ортопироксены, реже

плагиоклаз, второстепенными - первичный бурый амфибол, акцессорными и рудными - магнетит, шпинель и апатит (Чашин, 1991, 1996а, б).

Оливин представлен в дунитах и верлитах идиоморфными зернами дипирамидальной и ромбовидной формы размером 0.5-5.0 мм, а в оливиновых пироксенитах - ксеноморфными или изометрической формы зернами, размером 0.5-2.5 мм, расположенными в интерстициях между зернами клинопироксена. Оливин охарактеризован 13 химическими анализами (табл.8.1).

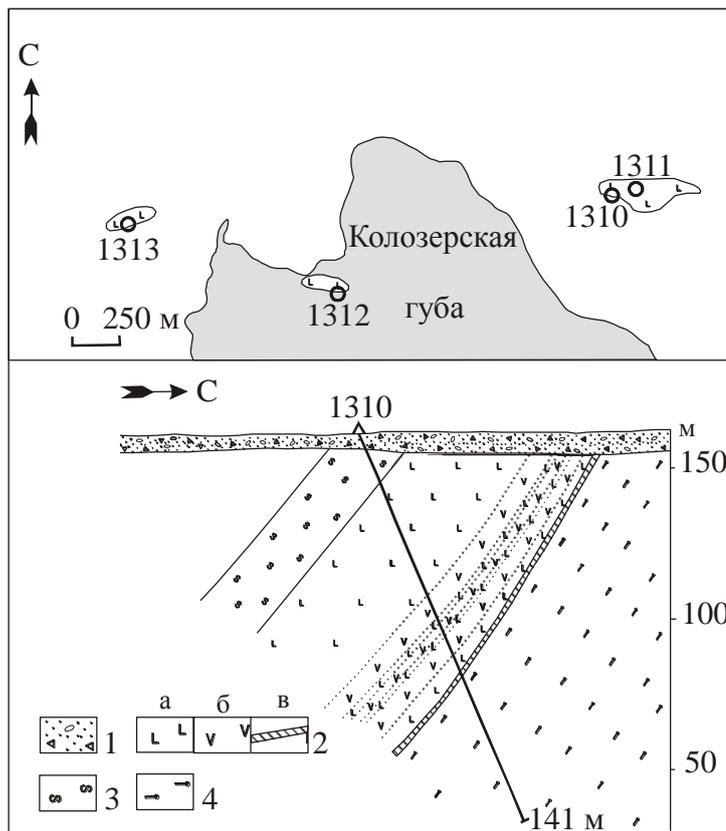


Рис.8.3. Схема геологического строения района оз.Колозеро и разрез массива по скв. 1310.

1 - морена; 2 - оливин- и амфиболсодержащие клинопироксениты (а), оливиновые вебстериты (б) и оливиновые меланократовые габбро зоны эндоконтакта (в); 3 - плагиоамфиболиты (а) и биотит-амфиболовые плагиогнейсы (б) кольского метаморфического комплекса; 4 - геологические (а) и фаціальные (б) границы

Его железистость (Fa) варьирует в относительно широких пределах с тенденцией возрастания от дунитов до верлитов и клинопироксенитов. Наименее железистыми являются оливины из Южновольтчетундровского массива, а наиболее - из массива Верлитовый. При этом зачастую даже в одном массиве в породах близкого состава состав оливина колеблется в относительно широких пределах, например, а массиве Верлитовый - от 11.2 до 24.7% Fa.

Таблица 8.1

Химические составы оливинов из пород районенчоррского комплекса

Окислы	Улитареченский			Райненчорр			Восточный склон Главного Хребта	Верлитовый				Южноволжье- тундровский	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	40.20	38.20	39.49	39.88	39.20	39.4	38.90	37.93	37.58	39.41	40.0	40.73	40.37
TiO ₂	0.15	0.19	0.03	0.03	0.28	0.09	0.05	0.00	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	2.28	0.91	0.69	1.10	1.61	1.24	1.21	0.00	0.33	0.37	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.156	0.016	0.010	0.017	0.015	0.00	0.004	0.00	0.00	0.100	0.20	0.00	0.21
Fe ₂ O ₃	1.38	1.15	0.99	1.12	0.64	2.52	1.74	2.37	1.94	1.27	1.56	0.00	0.00
FeO	11.70	19.79	15.40	11.70	15.48	13.3	18.09	21.26	21.93	13.10	10.6	10.56	12.01
MnO	0.32	0.33	0.31	0.37	0.36	0.32	0.35	0.31	0.15	0.20	0.00	0.00	0.20
MgO	41.85	38.57	42.32	44.75	41.20	41.9	38.45	37.53	37.54	43.35	47.1	48.71	47.06
CaO	0.65	0.28	0.15	0.29	0.22	0.43	0.22	0.05	0.07	0.06	0.22	0.00	0.16
Na ₂ O	0.32	0.05	0.05	0.06	0.06	0.08	0.06	0.56	0.30	0.08	0.30	0.00	0.00
K ₂ O	0.12	0.05	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.00	0.08	0.05	0.00	0.00	0.00
NiO	0.349	0.324	0.372	0.359	0.285	0.32	0.242						
Сумма	99.88	100.2	100.3	99.71	99.38	99.6	99.10	100.0	99.99	100.0	99.9	100.00	100.0
		9	2			7		1		2	9		3
<i>f</i> , ат. %	14.8	23.2	17.8	13.8	18.0	17.3	22.3	25.9	26.1	15.5	12.5	10.8	12.5
Fo	86.4	77.6	83.0	87.2	82.6	84.9	79.1	75.9	75.3	85.5	88.8	89.2	87.5
Fa	13.6	22.4	17.0	12.8	17.4	15.1	20.9	24.1	24.7	14.5	11.2	10.8	12.5

ПРИМЕЧАНИЕ. 1, 4 - дуниты; 2, 5, 7 - верлиты; 3, 6, 8, 12 - оливиновые клинопироксениты; 9 - оливинсодержащий клинопироксенит; 10 - клинопироксенит; 11 - плагиовестерит; 13 - оливиновый плагиовестерит. 1-7 - химические анализы, аналитики Л.К.Василенко, М.А.Салихова, Е.А.Никифорова, ХТЛ МГРЭ, г.Апатиты; 8-13 - микрозондовые анализы, Link AN-1000, аналитик В.В.Павшуков, ВСЕГЕИ. Здесь и в таблицах 8.2-8.4: $f = (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) / (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg}) \times 100$.

Оливины из интрузий райненчоррского комплекса весьма близки по составу к оливинам из сходных интрузий района Порьей губы, при этом последние отличаются несколько повышенной железистостью (рис.8.4а). Оливины из некоторых интрузий райненчоррского комплекса (Улитареченской, Райненчорр) выделяются присутствием в их составе Al, Ca, Ti и Fe³⁺, причем между содержаниями Al и Ca устанавливается хорошая корреляционная зависимость (рис.8.4б). Природа повышенных содержаний Al и Ca в составе оливинов объясняется разными причинами, в том числе наличием в оливине мельчайших ксеногенных твердофазных включений серпентина, хлорита и амфибола. Согласно экспериментальным данным А.А.Финнерти и Ф.Р.Бойда (Finnerty, Boyd, 1978), возрастание кальциевости оливина связано с ростом температуры кристаллизации.

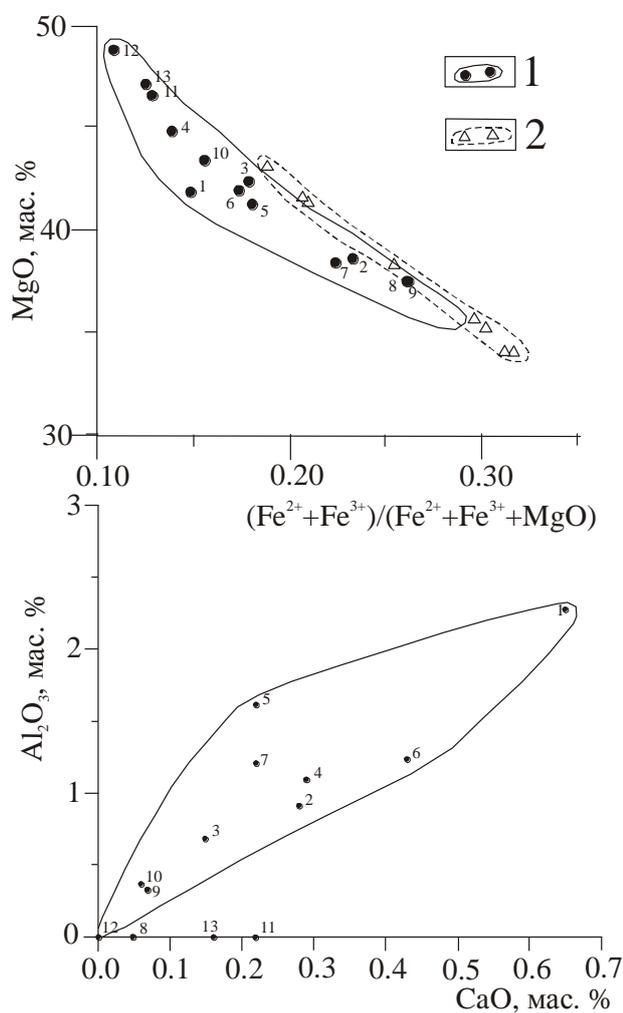


Рис.8.4. Химический состав оливинов из интрузий райненчоррского и порьегубского комплексов на вариационных диаграммах.

1 - поле оливинов из пород райненчоррского комплекса, 2 - поле оливинов из клинопироксенит-верлитов района Порьей губы (Чащин, 1993). Номера фигуративных точек соответствуют номерам проб из табл.8.1

Ортопироксен встречается в виде ксеноморфных и таблитчатых зерен размером от 0.5 до 3.0 мм в количестве от единичных зерен до 10, реже до 20-30% (в вебстеритах). Он охарактеризован тремя химическими анализами (табл.8.2). Его железистость варьирует в относительно узких пределах - от 11% Fs из пород Южноволчье-тундровского массива до 14% Fs из плагиоибстерита массива Верлитовый (рис.8.5а) и характеризуется повышенными содержаниями Al и Ca, а в отдельных случаях - Cr, Ti, и Na (табл.8.2).

Таблица 8.2

Химические составы ортопироксенов из интрузий райненчоррского комплекса

Окислы	Верлитовый	Южноволчье-тундровский	
	1	2	3
SiO ₂	53.00	50.77	53.55
TiO ₂	0.07	0.73	0.25
Al ₂ O ₃	5.14	5.75	5.28
Cr ₂ O ₃	0.87	0.24	1.09
Fe ₂ O ₃	1.81	7.29	0.00
FeO	7.22	1.12	7.42
MnO	0.22	0.00	0.00
MgO	29.14	33.02	30.27
CaO	2.27	1.09	2.14
Na ₂ O	0.23	0.00	0.00
K ₂ O	0.03	0.00	0.00
Сумма	100.00	100.00	100.02
f, ат. %	14.6	11.5	12.1
En	81.2	86.7	84.1
Fs	14.2	11.3	11.6
Wo	4.6	2.0	4.3

ПРИМЕЧАНИЕ. 1 - плагиоибстерит, 2 - оливиновый клинопироксенит, 3 - оливиновый плагиоибстерит. Анализы микронзондовые (Link AN-1000), аналитик В.В.Павшуков, ВСЕГЕИ.

Клинопироксен является одним из главнейших породообразующих минералов рассматриваемых интрузий. Он наблюдается в виде редких ксеноморфных зерен бледно-зеленого цвета в дунитах и достигает максимальной концентрации в клинопироксенитах, образуя призматические зерна размером 0.3-0.5 мм буровато-коричневого цвета различной интенсивности. Клинопироксен охарактеризован 15 химическими анализами (табл.8.3), согласно которым его состав меняется от диопсид-фассаита из дунитов массива Райненчорр до авгита из клинопироксенитов массивов Верлитовый и оз.Узкого, при этом большая часть фигуративных точек располагается в областях диопсида и магнезиального авгита (рис.8.5а).

Таблица 8.3

Химические составы клинопироксенов из пород райненчоррского комплекса

Окислы	Улитареченский			Райненчорр			Восточный склон Главного Хребта		Верлитовый			Южноволжье - тундровский		Оз. Кол- озеро	Оз. Узкое
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	53.52	49.97	51.08	52.41	49.63	49.56	51.12	49.85	47.70	49.62	48.16	52.09	50.97	52.36	52.32
TiO ₂	0.24	0.65	0.82	0.54	0.89	0.84	0.28	0.62	0.73	0.58	0.90	0.45	0.00	0.44	0.67
Al ₂ O ₃	0.92	2.83	3.05	1.91	4.12	4.75	2.26	3.32	6.45	5.76	8.27	7.01	6.56	2.13	2.20
Cr ₂ O ₃	0.14	0.87	0.93	0.77	0.20	0.18	0.42	0.24	0.60	0.39	0.21	0.91	1.45	0.89	0.10
Fe ₂ O ₃	0.66	3.31	4.13	3.23	4.21	3.65	4.26	4.71	2.58	1.84	2.24	1.75	3.66	1.30	2.81
FeO	4.11	4.41	1.62	0.01	2.61	3.06	2.48	2.52	4.86	4.77	6.30	2.30	0.32	5.19	6.99
MnO	0.15	0.19	0.13	0.00	0.14	0.13	0.17	0.19	0.16	0.15	0.14	0.24	0.00	0.15	0.21
MgO	15.412	18.06	16.25	15.36	14.51	14.90	16.27	15.52	16.80	15.40	16.70	20.16	18.92	16.80	13.53
CaO	4.63	18.10	20.49	24.95	22.07	21.90	21.09	21.06	16.40	18.56	13.48	13.57	17.02	19.72	19.41
Na ₂ O	0.20	0.98	1.21	0.82	0.98	0.78	1.04	1.41	1.70	1.38	1.84	1.38	1.10	0.75	1.13
K ₂ O	0.00	0.07	0.04	0.00	0.11	0.04	0.09	0.12	0.28	0.15	0.52	0.14	0.00	0.13	0.10
Сумма	99.98	99.41	99.75	100.00	99.47	99.79	99.48	99.56	98.26	98.60	97.76	99.11	99.46	100.36	100.31
f, ат.%	14.5	18.7	15.6	9.6	19.8	19.4	17.9	19.6	19.3	19.0	21.8	9.8	9.6	17.5	28.3
En	43.0	51.1	47.7	44.0	42.6	43.5	46.4	44.9	51.4	47.5	53.7	62.5	57.0	48.5	41.0
Fs	7.6	12.1	9.0	4.7	10.8	10.6	10.4	11.3	12.6	11.4	15.2	7.2	6.1	10.6	16.6
Wo	49.4	36.8	43.3	51.3	46.6	45.9	43.2	43.8	36.0	41.1	31.1	30.3	36.9	40.9	42.4

ПРИМЕЧАНИЕ. 1, 4 - дуниты; 2, 5 - верлиты; 3, 6, 7, 9, 12 - оливиновые клинопироксениты; 10 - оливинсодержащий клинопироксенит; 8, 11, 14 - клинопироксениты; 13 - оливиновый плагиовестерит; 15 - плагиоклинопироксенит. 1-13 - микрозондовые анализы, Link AN-1000, аналитик В.В.Павшуков, ВСЕГЕИ; 14,15 - химические анализы, аналитики Л.К.Василенко, М.А.Салихова, Е.А.Никифорова, ХТЛ МГРЭ, г.Апатиты.

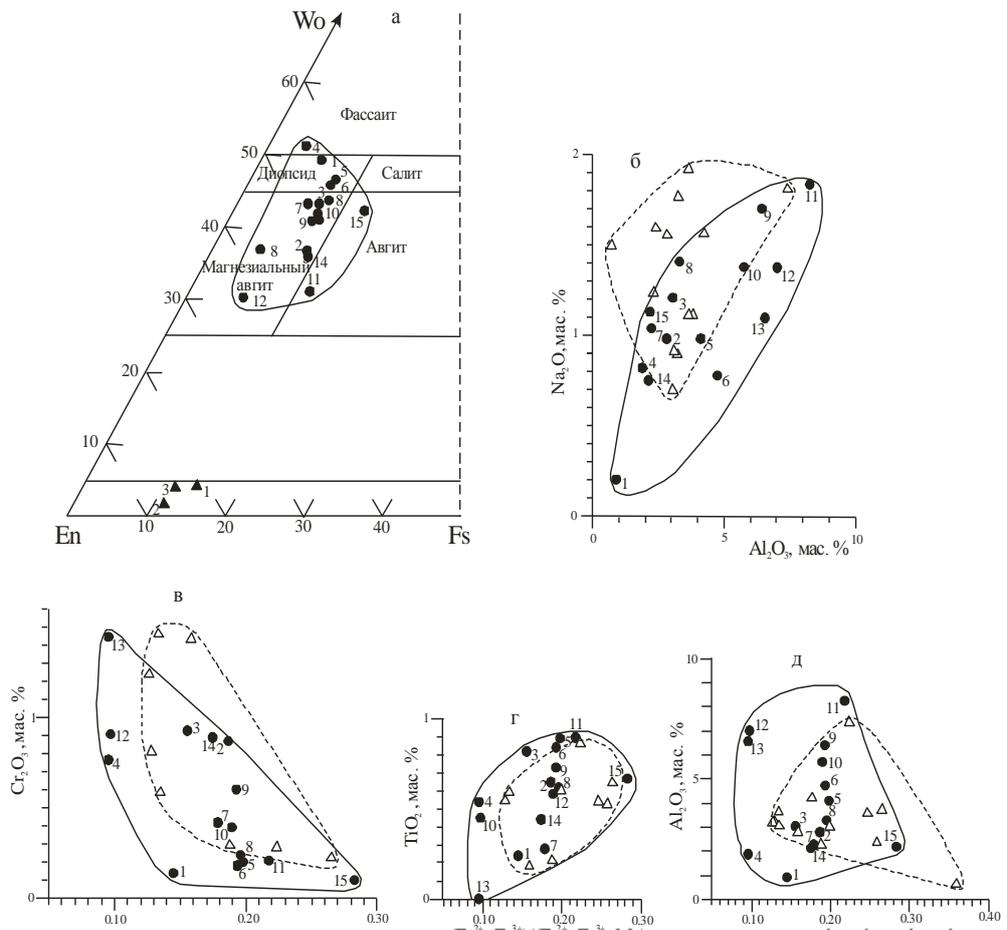


Рис.8.5. Состав орто- и клинопироксенов из интрузий райненчоррского и порьегубского комплексов на классификационной и вариационных диаграммах.

1 - фигуративные точки ортопироксенов и 2 - поля клинопироксенов из пород райненчоррского комплекса; 3 - поля фигуративных точек клинопироксенов из пород района Порьей губы (Чащин, 1993). Номера фигуративных точек соответствуют номерам проб в табл.8.2 и 8.3

Хорошая корреляционная зависимость существует между Na_2O и Al_2O_3 (рис.8.5б), которая не связана с основностью пород. Поведение некоторых второстепенных компонентов в клинопироксенах обнаруживает зависимость от их железистости. В частности, с ее возрастанием закономерно снижается содержание Cr_2O_3 (рис.8.5в) и увеличивается содержание TiO_2 (рис.8.5г), в меньшей степени - Al_2O_3 (рис.8.5д). Судя по распределению некоторых компонентов (TiO_2 , Na_2O , Al_2O_3 и Cr_2O_3) клинопироксены из пород комплекса обнаруживают хорошее сходство с клинопироксенами из подобных интрузий района Порьей губы.

Плагиоклаз наблюдается в виде ксеноморфных зерен в интерстициях пироксенов в количестве от редких зерен до 10%. Он охарактеризован двумя анализами (табл.8.4), согласно которым его состав варьирует от андезина до битовнита.

Таблица 8.4

Химические составы амфиболов (1-5), плагиоклаза (6-7) и хромшпинелидов (8-11) из пород райненчоррского комплекса

Окислы	Улитареченский		Верлитовый	Южновольтче-тундровский		Восточный склон Главного Хребта		Райненчорр		Восточный склон Главного хребта	Южно-вольтче-тундровский
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	43.66	48.47	40.92	39.28	41.9	56.98	47.18	0.24	0.00	0.33	0.00
TiO ₂	4.65	4.43	2.16	7.86	4.89	0.00	0.00	2.37	0.00	2.59	0.00
Al ₂ O ₃	10.84	6.60	14.30	13.70	13.7	27.02	32.44	4.86	59.00	1.00	33.29
Cr ₂ O ₃	0.20	0.00	0.07	0.00	0.50			22.42	3.10	0.00	26.23
Fe ₂ O ₃	2.37	0.00	2.36	7.98	0.00	0.00	0.69	36.89	7.44	65.43	8.78
FeO	3.37	10.36	11.34	0.00	5.93	0.00	0.00	29.90	14.29	27.87	20.34
MnO	0.07	0.00	0.07	0.00	0.27	0.00	0.00	0.50	0.09	0.21	0.88
MgO	16.26	17.33	11.54	16.01	15.5	0.00	0.00	2.82	15.33	1.72	10.29
CaO	10.66	8.87	11.37	8.37	10.5	8.85	16.97	0.00	0.00	0.10	0.18
Na ₂ O	4.45	2.78	3.35	4.02	4.12	6.54	2.22	0.00	0.80	0.75	0.00
K ₂ O	0.90	0.39	0.48	0.48	0.61	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	97.42	99.24	97.96	97.71	97.9	99.44	99.50	100.00	100.05	100.00	100.00
f, ат.%	16.0	25.0	39.6	20.1	17.7			0.92	0.43	0.97	0.61
Ab XFe ²⁺						57.00	19.10	85.6	34.4	90.3	52.6
An YCr						42.70	80.90	75.6	3.4	0.0	34.6
Or ZFe ³⁺						0.30	0.00	54.2	7.2	97.7	9.6

ПРИМЕЧАНИЕ. 1, 8 - дуниты; 2 - лерцолит; 3, 10 - плагиовестериты; 4, 6 - оливиновые клинопироксениты; 5, 11 - оливиновые плагиовестериты; 7 - клинопироксенит; 9 - верлит. Микронзондовые анализы (Link AN-1000), аналитик В.В.Павшуков, ВСЕГЕИ.

Первичный бурый амфибол является типоморфным минералом и встречается практически во всех типах пород изученного комплекса (Чашин, 1996б). Его количество изменяется от редких зерен до 20 об. % в массивах оз.Колозеро, в основном преобладают 1-5%. Бурый амфибол приурочен к интерстициям между зернами оливина и клинопироксена, иногда корродируя последний, что свидетельствует о его позднемагматической кристаллизации.

Состав амфибола по данным химического анализа (табл.8.4) и согласно классификации Б.Ли́ка (Leake, 1978) соответствует магниально-железистому ряду паргаситов и в одном случае (из перцолитов Улитареченского массива) - эдениту (рис.8.6а). Четыре из пяти анализов амфиболов характеризуются повышенным содержанием TiO_2 (>4.5%) и по этому признаку они соответствуют керсутитам. По составу паргаситовый амфибол рассматриваемого комплекса близок амфиболу из интрузий района Порьей губы (рис.8.6а), при этом последние являются более калиевыми (рис.8.6б) и менее титанистыми (рис.8.5в).

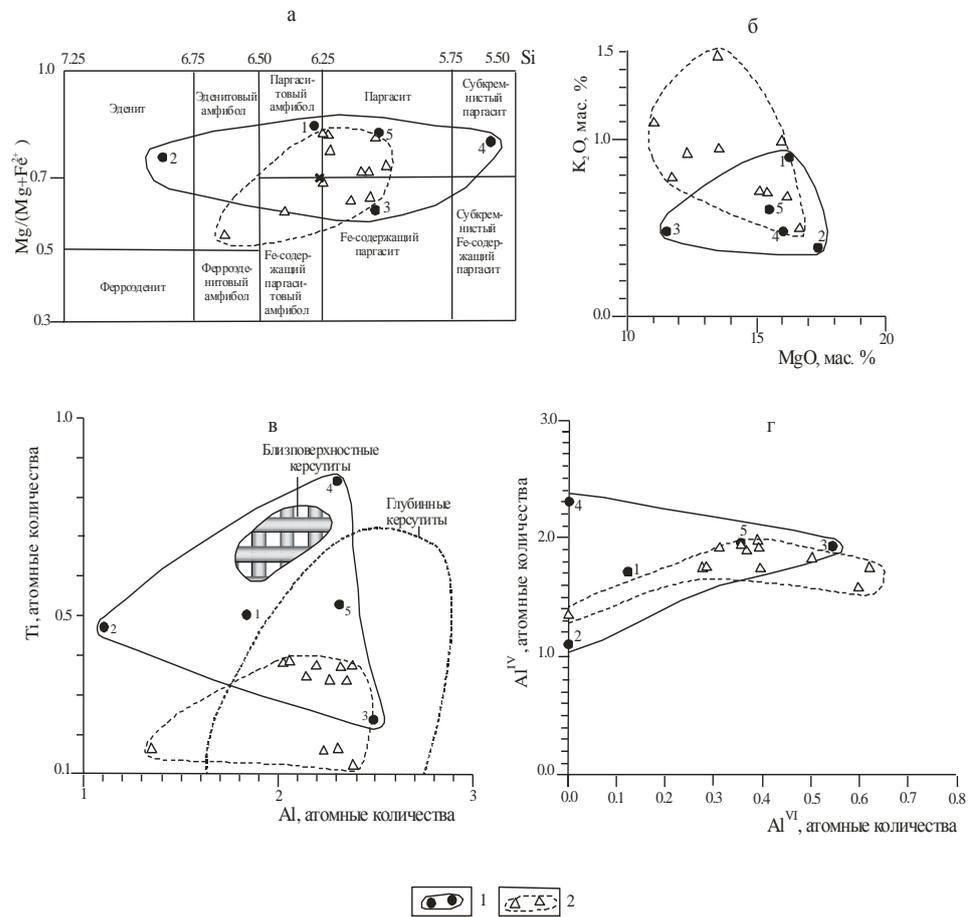


Рис.8.6. Состав амфиболов из интрузий райненчоррского и порьегубского комплексов на классификационной диаграмме Б.Ли́ка (Leake, 1978) (а) и соотношение в них K_2O-MgO (б), $Ti-Al$ (в) и $Al^{IV}-Al^{VI}$ (г).

1-2 - поля фигуративных точек амфиболов из пород райненчоррского (1) и порьегубского (2) комплексов (Чашин, 1993). Номера фигуративных точек соответствуют номерам проб в табл.8.4

Попытка разделить данные амфиболы по глубинности образования, по признакам, приведенным М.Бестом (Best, 1974), не привела к однозначным результатам, за исключением амфиболов из интрузий Порьей губы, которые располагаются в поле глубинных керсутитов (рис.8.6в). О сходстве данных амфиболов свидетельствует и анализ соотношений Al^{IV} и Al^{VI} , по этому признаку поля их фигуративных точек в значительной степени перекрываются (рис.8.6г).

Минералы группы шпинели очень часто встречаются в породах райненчоррского комплекса, но в незначительном количестве. Характерным для них является значительное колебание большинства компонентов (табл.8.4), а также наличие Na в двух пробах, что может отражать повышенную щелочность среды минералообразования.

Ниже приводятся кристаллохимические формулы и содержания минералов шпинелидов из пород разного состава.

1. Дунит: $(Fe^{2+}_{0.91}Mg_{0.15}Mn_{0.02})_{1.08}(Fe^{3+}_{1.01}Cr_{0.64}Al_{0.21}Ti_{0.06})_{1.92}O_4$,
36% $FeFe_2O_4$, 32% $FeCr_2O_4$, 15% $MgFe_2O_4$, 11% $FeAl_2O_4$, 6% $FeTiO_2$.

2. Верлит: $(Mg_{0.60}Fe^{2+}_{0.32})_{0.92}(Al_{1.83}Fe^{3+}_{0.15}Cr_{0.07})_{2.05}O_4$,
60% $MgAl_2O_4$, 30% $FeAl_2O_4$, 7% $FeFe_2O_4$, 3% $FeCr_2O_4$.

3. Оливиновый клинопироксенит:
 $(Mg_{0.54}Fe^{2+}_{0.38})_{0.92}(Al_{1.79}Fe^{3+}_{0.15}Cr_{0.10})_{2.04}O_4$, 54% $MgAl_2O_4$, 35% $FeAl_2O_4$,
3% $FeCr_2O_4$, 7% Fe_2O_3 .

4. Оливиновый плагиовестерит: $(Fe^{2+}_{0.51}Mg_{0.46})_{0.97}(Al_{1.18}Cr_{0.62}Fe^{3+}_{0.20})_{2.0}O_4$,
46% $MgAl_2O_4$, 31% $FeCr_2O_4$, 13% $FeAl_2O_4$, 7% $FeFe_2O_4$, 3% Fe_2O_3 .

8.3. Петро- и геохимические особенности пород

Для исследования петрохимических особенностей пород райненчоррского комплекса было собрано более 160 химических анализов из опубликованных работ (Химические анализы..., 1982) и фондовых материалов производственных организаций.

Все породы комплекса относятся к нормальному петрохимическому ряду и являются низкоглиноземистыми, в ряде случаев они имеют относительно повышенное содержание щелочей (табл.8.5). Основной объем пород располагается в области толеитовой серии с тенденцией смещения наименее основных разновидностей в известково-щелочную область. По мере снижения основности пород возрастает содержание Al_2O_3 , Na_2O+K_2O , в меньшей степени TiO_2 , при этом стабильным является поведение суммарного железа, тогда как относительная железистость пород закономерно возрастает. Слабо возрастает также содержание SiO_2 , а содержание CaO сначала плавно возрастает (в пироксенитах), а затем снижается (рис.8.7).

Отличительной чертой химического состава пород является недосыщенность их кремнеземом, в связи с чем в них отмечается дефицит нормативного кварца и, соответственно, присутствие нормативного нефелина.

Для изучения петрохимических особенностей пород райненчоррского комплекса был использован факторный анализ. По результатам его установлено, что для большинства пород характерным является снижение содержания MgO при возрастании содержаний CaO , Al_2O_3 и SiO_2 (рис.8.8). Это определяется ранней кристаллизацией оливина в процессе фракционной кристаллизации и последующей кристаллизацией клинопироксена и плагиоклаза, что выражается в тренде $MgO \rightarrow SiO_2+CaO+Al_2O_3$ (рис.8.8).

Таблица 8.5

Средние химические составы пород массивов райончоррского комплекса

Компо- ненты	Улитареченский			Восточный склон Главного хребта			Верлитовый		Южновольтундровский			Оз.Узкое
	дунит (2)	верлит (3)	пирок- сенит (2)	верлит (3)	пирок- сенит (9)	оливиновый плагио- вебстерит (3)	верлит (5)	пирок- сенит (12)	верлит (13)	оливиновый пироксенит (6)	оливиновый габбронорит (11)	пирок- сенит (19)
SiO ₂	40.23	44.47	47.19	41.43	46.53	48.53	40.90	48.93	42.91	46.48	50.23	49.12
TiO ₂	0.53	0.44	0.52	0.49	1.02	0.30	0.26	0.77	0.36	0.54	0.68	1.19
Al ₂ O ₃	1.64	2.81	2.45	3.33	4.47	6.55	2.08	3.25	5.86	8.69	12.73	3.92
Cr ₂ O ₃	0.31	0.40	0.58	0.40	0.12	0.03	0.20	0.05	0.58	0.47	0.14	0.02
Fe ₂ O ₃	3.34	2.20	2.07	5.48	3.91	2.70	4.14	3.16	1.50	1.49	1.18	3.71
FeO	10.22	10.53	8.80	6.23	7.85	9.54	10.58	6.19	9.37	8.32	7.49	9.32
MnO	0.22	0.29	0.16	0.26	0.26	0.24	0.41	0.15	0.30	0.24	0.19	0.20
MgO	37.27	29.36	23.44	27.79	18.44	18.79	32.53	17.37	30.80	22.48	12.75	13.52
CaO	0.76	7.36	12.88	7.09	13.98	10.92	5.00	17.72	5.59	7.89	11.20	16.37
Na ₂ O	0.17	0.78	0.93	0.60	1.00	0.73	0.53	1.00	0.73	1.16	1.81	1.39
K ₂ O	0.11	0.19	0.47	0.14	0.28	0.13	0.10	0.14	0.07	0.22	0.33	0.24
SO ₃	0.05	0.09	0.12	0.12	0.17	0.13	0.05	0.14	0.13	0.12	0.	
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.05	0.06	0.08	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06	0.06
П.п.п.	3.34	0.67	0.72	6.01	1.57	0.84	0.05	0.77	1.16	1.48	0.56	0.89
H ₂ O-	1.92	0.24	0.06	0.17	0.79		0.09	0.03	0.12	0.11	0.06	0.11
CO ₂				0.59	0.54	0.28	0.74	0.62	0.51	0.39	0.50	
NiO	0.31	0.21	0.15	0.17	0.075	0.04	0.045	0.013	0.22	0.15	0.065	0.038
CuO	0.006	0.004	0.006	0.014	0.132	0.096	0.276	0.132				0.014
CoO	0.034	0.026	0.023	0.013	0.025	0.12	0.043	0.031	0.014	0.010	0.005	0.016
Сумма	100.58	99.79	100.46	99.54	99.77	99.52	99.92	99.73	100.09	100.17	100.01	100.14

Компо- ненты	Райненчорр			Керкчорр			Тулпявр		оз.Колозеро			
	дунит (4)	верлит (4)	пироксе- нит (3)	дунит (1)	верли т (2)	пироксе- нит (12)	дунит (4)	пироксе- нит (2)	шрис- геймит (2)	пироксе- нит (4)	плагиопи- роксенит (4)	габбро (2)
SiO ₂	39.58	40.92	44.57	37.66	45.05	46.83	36.97	45.77	42.39	47.61	46.85	49.75
TiO ₂	0.32	0.42	0.87	0.10	0.42	0.82	0.40	1.98	0.94	0.56	0.69	1.03
Al ₂ O ₃	1.40	4.00	3.87	1.10	3.76	5.90	1.82	5.03	4.75	4.15	5.01	10.19
Cr ₂ O ₃	0.41	0.28	0.25	0.05	0.44	0.18	0.36					
Fe ₂ O ₃	2.54	2.71	4.28	3.26	2.82	3.70	5.45	5.64	4.78	4.84	4.22	3.41
FeO	10.97	11.23	8.05	7.42	8.99	6.32	8.69	9.86	10.65	6.50	8.20	8.10
MnO	0.20	0.23	0.19	0.22	0.12	0.17	0.22	0.15	0.23	0.22	0.22	0.19
MgO	40.32	33.67	23.97	44.27	28.16	18.62	37.23	12.37	24.03	20.31	17.71	10.58
CaO	3.40	3.23	11.83	0.89	6.49	14.17	2.10	16.29	6.69	12.11	11.48	10.57
Na ₂ O	0.30	0.43	0.82		0.61	1.11	0.33	1.34	1.05	1.12	1.34	2.80
K ₂ O	0.04	0.10	0.14		0.14	0.17	0.05	0.50	0.38	0.36	0.42	0.58
SO ₃	0.05		0.03	0.05	0.11	0.08	0.03		1.46	0.50	0.86	1.44
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.04		0.04	0.04	0.09		0.09	0.10	0.15	0.20
П.п.п.	0.44	0.70	0.16	4.78	2.14	1.44	5.95	1.64	1.90	1.58	2.57	1.18
H ₂ O-	0.05	0.02	0.01	0.40	0.11	0.10	0.29	0.11	0.29	0.18	0.23	0.18
CO ₂	0.26	0.26	0.89		0.39	0.54	0.66		1.22	0.85	2.08	0.73
NiO	0.26	0.21	0.16	0.33	0.15	0.09	0.27		0.131	0.074	0.062	0.043
CuO									0.200	0.076	0.061	0.048
CoO	0.021	0.020	0.014		0.018	0.01	0.023		0.017	0.011	0.012	0.010
Сумма	100.24	98.16	99.23	100.08	99.37	99.60	99.97	100.57	99.69	100.12	99.86	100.10

ПРИМЕЧАНИЕ. В скобках - количество анализов.

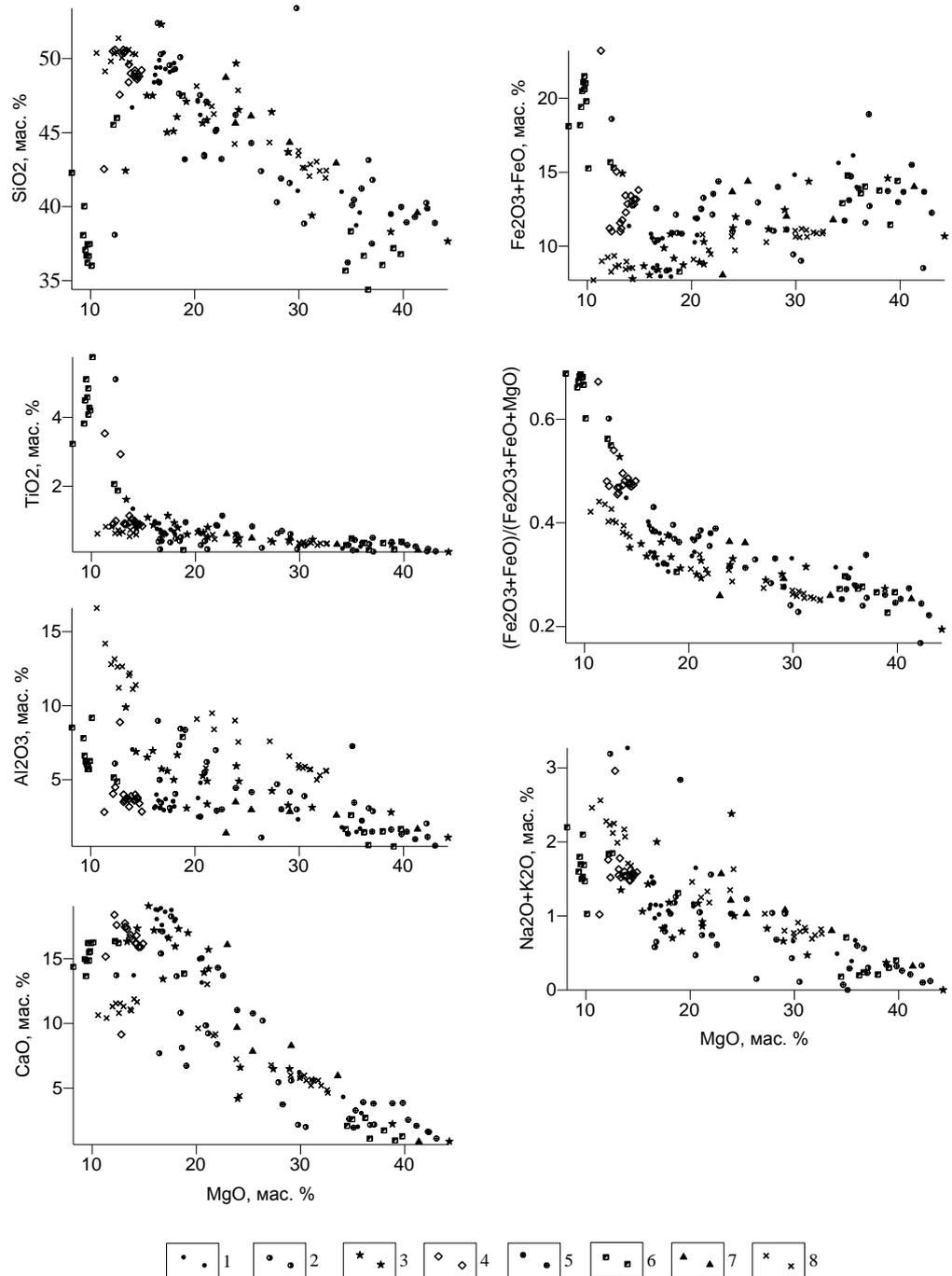


Рис.8.7. Положение пород райненчоррского комплекса на вариационных диаграммах.

1-8 - фигуративные точки химических составов пород из Верлитовой (1), Восточного склона Главного хребта (2), Керкчоррской (3), оз.Узкого (4), Райненчоррской (5), Тулгъяврской (6), Улитареченской (7) и Южноволчьетундровской (8) интрузии

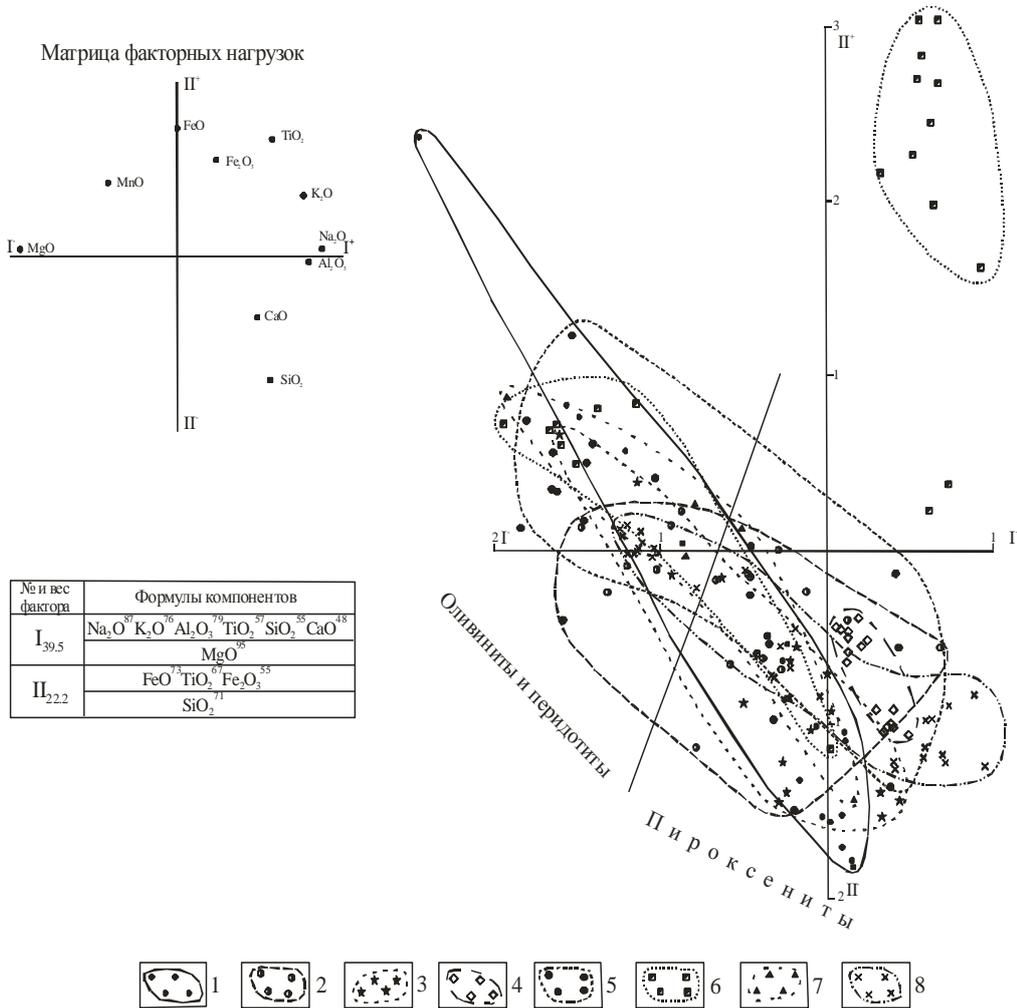


Рис.8.8. Диаграмма факторного анализа пород интрузий райненчоррского комплекса.

1-8 - поля фигуративных точек пород из Верлитовой (1), Восточного склона Главного хребта (2), Керкчоррской (3), оз.Узкого (4), Райненчоррской (5), Тулпъяврской (6), Улитареченской (7) и Южноволчьетундровской (8) интрузий

Для реконструкции эволюции состава расплавов ранее было изучено распределение рудных, рассеянных и редкоземельных элементов в породах комплекса (Чащин, 1998). Содержание Cr, Ni и Co обнаруживают хорошо проявленную прямую зависимость от содержаний MgO и закономерно снижается с уменьшением основности пород от дунитов до клинопироксенитов. Это свидетельствует о том, что главным механизмом дифференциации исходного расплава было фракционирование оливина и, по-видимому, с одновременным выделением хромшпинелидов. Выявлена также тесная связь Sc с содержанием CaO и, следовательно, его поведение в породах клинопироксенит-верлитовой формации контролируется количеством и фракционированием в них клинопироксена.

Легкие литофильные элементы (Sr, Rb, Ba) не участвуют во фракционировании ранних минеральных фаз и имеют довольно отчетливую тенденцию к возрастанию по мере уменьшения основности пород, при этом их содержание коррелируется с Al_2O_3 и Na_2O . Это предполагает их накопление в остаточной жидкости в процессе фракционной кристаллизации.

Для высокозарядных катионов (Zr, Hf, Nb, Ta, Y, Th) установлена корреляционная связь с TiO_2 и P_2O_5 , очевидно обусловленная входением их в состав титаномагнетита и апатита.

Распределение редких земель, нормированных к хондриту, характеризуется субпараллельным спектром и повышенным уровнем фракционирования: концентрации легких РЗЭ в них в 4-70 раз выше, чем в хондрите. При этом выявлен закономерный рост содержания редких земель по мере снижения основности пород, что отражает аккумуляцию оливина в процессах дифференциации (рис.8.9).

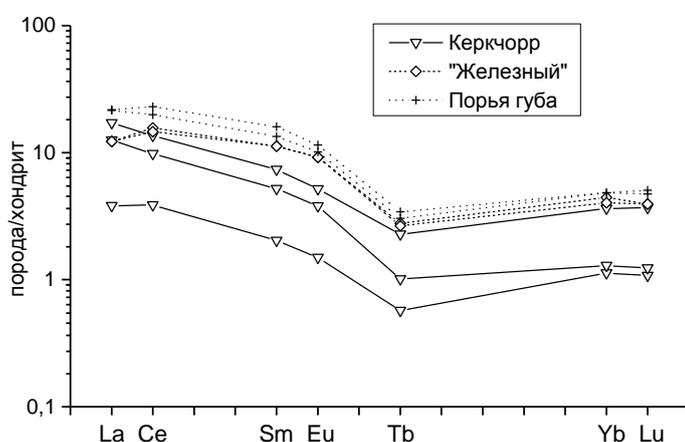


Рис.8.9. Спектры редких земель, нормированных к хондриту, для пород райненчоррского комплекса

8.4. Характеристика газовой составляющей

С целью оценки флюидного режима образования изученных интрузий и для сравнительного анализа с никеленосными базит-ультрабазитами Кольского региона было выполнено определение газовой составляющей в породах и рудах из различных массивов (Нивин, Чащин, 1996). Для анализа были выбраны породы из интрузий Райненчорр, Керкчорр и оз.Колозеро. В основном определялись содержания He, H_2 , N_2 , CH_4 , CO и CO_2 , в отдельных пробах - тяжелые углеводородные газы.

В отношении газовой составляющей породы изученных интрузий отличаются метано-водородно-азотным составом газов и наименьшим по сравнению с рудоносными интрузиями региона общим газосодержанием ($0.48-3.36 \text{ см}^3/\text{кг}$), которое возрастает в интрузиях оз. Колозеро, несущих никелево-медное сульфидное оруденение. При этом установлена устойчивая положительная корреляция Cu с водородом и умеренная с азотом, при отсутствии связей Ni с газовой составляющей, что подчеркивает ведущую роль Cu в сульфидном оруденении. Для интрузий клинопироксенит-верлитов района Порьей губы, с которыми ассоциирует (апатит)-титаномагнетитовое оруденение, установлен водородно-метано-азотный состав газов и высокая положительная корреляция метана с P_2O_5 .

Таким образом, можно констатировать, что определяющими флюидными специями, помимо воды, в процессе рудогенеза являются азот, водород и метан, при этом водород характерен для сульфидных руд, а метан - для оксиднорудных.

8.5. Рудная минерализация

В породах райненчоррского комплекса установлена сульфидная медно-никелевая (оз.Колозеро, Верлитовый, Южноволчьегундровский), а также титаномагнетитовая (Тулпъявр, оз.Узкое) непромышленная минерализация.

По данным поисковых работ, выполненных В.И.Шляховым в 1978 г., во всех телах района оз.Колозеро присутствует пирротин-халькопиритовая вкрапленная и прожилковая минерализация мощностью 0.5-0.75 м с содержанием Cu от 0.2 до 4.38%, Ni до 0.82%. Рудные минералы присутствуют в следующих количествах: пирротин 4.5-5%, халькопирит 2.5-3%, кубанит от 0.5 до 5%, пентландит 0.5-1.5%, магнетит 3-4%, ильменит - редкие зерна. Определения содержания ЭПГ, выполненные в последнее время, показали повышенную платиноносность этих минерализованных зон. Максимальное содержание суммы Pt+Pd, выявленное в клинопироксенитах с бедным сульфидным оруденением, равно 1.56 ppm.

В клинопироксенитах из зоны эндоконтакта массива Верлитовый присутствует сульфидная минерализация с содержанием никеля 0.03-0.10%, меди - 0.24-0.60%.

По данным поисковых работ М.Л.Сахновского (1968г.) в западном и восточном эндоконтакте Южноволчьегундровского массива, а также в его лежачем и висячем боках установлено прожилково-вкрапленное сульфидное оруденение, приуроченное к катаклазированным и амфиболизированным разновидностям. Мощность оруденелых участков варьирует от 0.5 до 3.65 м, содержание сульфидов в породе составляет (об. %) 5-15, рудные минералы представлены пирротином (0.5-1), пентландитом (до 2.5-3), халькопиритом (1.5-2), ильменитом (0.5-1), магнетитом (до 1.5-2) и кубанитом (до 1.5). Содержание полезных компонентов составляет: Ni = 0.12-0.57, реже до 1.15, Cu = 0.11-0.52.

В южной части массива оз.Узкого залегают рудные (титаномагнетитовые) клинопироксениты, которые по данным Б.А.Шлайфштейна (1978 г.) содержат (мас. %): 3.08 TiO₂, 0.18 V₂O₅ и 11.78 Fe_{раст.}. Кроме титаномагнетита, в рудах установлено присутствие халькопирита, борнита, ковеллина, пентландита, бравоита, марказита и пирита.

В массиве Тулпъявр повышенные концентрации титаномагнетита и апатита приурочены к дунитам и клинопироксенитам лежачего бока массива и достигают 15-20% от объема породы. Содержание TiO₂ достигает 4.79%, а P₂O₅ - 2.94%, что является максимальным для комплекса.

8.6. Петрогенезис и PT-условия кристаллизации

Оценка PT-условий формирования интрузий комплекса выполнена на основании анализа равновесий сосуществующих минералов, результаты которой сведены в табл.8.6. Равновесия парагенезисов оливин-шпинель и оливин-клинопироксен-шпинель при идеальных условиях характеризуют наиболее высокотемпературную область солидуса. Однако надежных оливин-шпинелевых и оливин-клинопироксен-шпинелевых термометров пока недостаточно.

Полученные по некоторым из них температуры - 880-1080°C (табл.8.6) представляются несколько заниженными из-за продолжительного обмена компонентами между оливином и шпинелью, который, как считается, блокируется при сравнительно низких значениях температуры (Ваганов, Соколов, 1988). Температура кристаллизации основного объема интрузий оценивалась по оливин-клинопироксеновому (Ваганов, Соколов, 1988), клинопироксен-амфиболовому (Перчук, 1970) и ортопироксеновому (Brey, Köhler, 1990) геотермометрам, по которым получены температуры 1235-1012°C (табл.8.6). Оценка давления производилась по различным геобарометрам, основанным на содержании Al в амфиболе. Поскольку амфибол в данных интрузиях является одним из самых поздних минералов, поэтому полученные значения - 9.3-4.3 кбар (табл.8.6) представляются достаточно реальными.

Таблица 8.6

Результаты расчетов температуры и давления для пород райненчоррского комплекса

Массив, порода	Т °С							Р, кбар			
	Ol- Sp	Ol-Cpx-Sp			Ol- Cpx	Cpx- Amph	Орх	Al в Amph			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Райненчорр											
Дунит	1000										
Верлит	880	1010	905								
Оливиновый пироксенит					1235						
Улитареченский											
Дунит					1190			5.3	5.6	4.3	
Верлитовый											
Оливинсодержа- щий пироксенит					1190						
Ввебстерит								8.6	9.3	7.1	
Южноволчье- тундровский											
Оливиновый плагиевбстерит	1080	996		944		1150	1216	7.7	8.3	6.3	
Оливиновый пироксенит					1230	1200	1012	7.7	8.2	6.3	

ПРИМЕЧАНИЕ. 1 - оливин-шпинелевый геотермометр М.Энги (Ваганов, Соколов, 1988); 2-4 - оливин-клинопироксен-шпинелевые геотермометры: 2 - М.Powell, R.Powell (1974), 3 - Т.Herzberg, N.A.Chapman (1976), 4 - Т.Gasparic, R.Newton (1984); 5 - оливин-клинопироксеновый геотермометр В.И.Ваганова (Ваганов, Соколов, 1988); 6 - амфибол-клинопироксеновый геотермометр Л.Л.Перчука (1970); 7 - ортопироксеновый геотермометр (Brey, Köhler, 1990); 8-10 - геобарометры, основанные на содержании Al в амфиболе: 8 - L.Hammarstrom, E-an Zen (1986), 9 - L.Hollister et al. (1987), 10 - M.Johnson, M.Rutherford (1989). Ol - оливин, Sp - хромшпинелид, Cpx - клинопироксен, Amph - амфибол.

Как отмечалось, характерной особенностью некоторых интрузий комплекса (Улитареченской, Райненчорр, Керкчорр) является их концентрически-зональное внутреннее строение. В других интрузиях, сложенных одной-двумя разновидностями пород, наблюдается четко выраженная тенденция увеличения основности пород по направлению от краевых частей тел к центральным. При этом наличие постепенных переходов между различными типами пород во всех интрузиях делает мало вероятным предположение о многофазном внедрении различных по составу магм. Поэтому вышеприведенные особенности строения интрузий, а также их субвертикальное залегание, позволяет предположить, что они имели трубообразную форму и наблюдаемая в них зональность может быть объяснена фракционной кристаллизацией в движущемся вертикальном потоке магмы.

Согласно законам гидро- и термодинамики, в движущейся по трубообразному каналу горячей магматической жидкости вследствие теплообмена с вмещающими холодными стенками неизбежно возникает градиент температуры и скорости движения в поперечном сечении потока. В таких условиях должен проявиться процесс жидкостной дифференциации с обособлением в центральной части потока жидкости с меньшей вязкостью, более высокой температурой и повышенной скоростью движения. Возможность дифференциации в процессе движения магмы была в свое время обоснована на основе модельных построений С. Бхаттачарья и Ч. Смитом (Bhattacharja, Smith, 1964; Bhattacharja, 1967).

По мере кристаллизации твердых частиц они будут концентрироваться в центральной части трубообразного канала за счет циркуляционных потоков, выталкивающих их под прямым углом к основному движению потока жидкости от стенок к центру канала. Согласно этой модели, в вертикальном канале, содержащем поднимающуюся магму, кристаллизующийся первым оливин будет скапливаться в центре, образуя твердое ядро. При дальнейшем движении магмы вверх последующая кристаллизация и дифференциация течения могли продуцировать как вертикальную, так и горизонтальную минералогическую зональность вокруг внутреннего ядра. При этом поздние минеральные фазы, такие как амфибол, плагиоклаз и магнетит, будут тяготеть как к верхним частям канала, так и к его периферийным зонам. Различным сочетанием этих фаз и можно объяснить широкий спектр пород, наблюдаемых в интрузиях комплекса.

Возможность эволюции магмы по такому пути с последовательным образованием дунитов, оливинных и магнетитовых клинопироксенитов доказана экспериментально Д.Пресналлом (Presnall, 1966), изучившим фазовые равновесия в разрезе форстерит-диопсид-окисел железа.

Анализ всей совокупности геологических материалов по интрузиям комплекса позволяет предположить следующую модель их формирования. Плавление исходного мантийного вещества происходило, вероятно, на коллизионном этапе закрытия карельских рифтогенных структур и соответствующего растяжения в их обрамлении и достигалось вследствие декомпрессии. Разуплотненное вещество поднималось до более высоких уровней, достигая подошвы земной коры и растекалось вдоль нее с образованием силлоподобной магматической камеры. Используя ослабленные зоны, магма транспортировалась по системе даек и трубообразных тел к уровню средней части коры. Это осуществлялось в тектонически достаточно спокойных субплатформенных условиях рамы, о чем свидетельствуют форма тел и их внутреннее строение.

Глава 9

ДАЙКОВЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ, СИН- И ПОСТИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ МОНЧЕГОРСКОГО РАЙОНА

На площади Мончегорского района широко развиты дайковые образования, которые расположены в пределах архейского комплекса или локализируются в интрузивных массивах, прежде всего в Мончетундровском или Мончеплутоне. До 1970-х годов они изучались Н.П.Поповой (1947 г.), Е.Т.Масловой (1952 г.), Г.В.Холмовым (1954 г.), отдельные сведения содержатся в работах Н.А.Елисеева и др. (1956), Е.К.Козлова (1973) и Б.А.Юдина (1967, 1980). Начиная с 1970-х годов, началось систематическое изучение дайковых пород, что позволило более обоснованно выделить среди них различные по возрасту, составу и генезису комплексы, включая архейские, протерозойские и палеозойские (Федотов, Федотова, 1989; Докучаева и др., 1989). Новые петрологические и геохронологические результаты позволяют пересмотреть существующие представления о роли дайковых комплексов, их возрастном положении и связи с конкретными интрузивными массивами.

9.1. Классификация даек, их геологическое положение и последовательность внедрения

Обобщение, ревизия и анализ всех материалов по дайковым образованиям района позволяет объединить их в две группы: дайки локального комплекса, пространственно и генетически связанные с интрузивными массивами - Мончеплутон и Мончетундровским, и дайки региональных комплексов, имеющие ареальное распространение и прослеженные далеко за пределами Мончегорского и Оленегорского районов. Основная часть даек первой группы концентрируется в пределах крупной тектонической зоны на контакте вышеназванных массивов. Дайки второй группы более или менее равномерно распространены на больших площадях. В зоне отмеченного контакта количество даек локального комплекса в несколько раз выше, чем региональных, однако уже в 500 м от тектонической зоны последние преобладают. В пределах жильных полей НКТ, Сопча, а также в массивах Нюд, Поаз и предгорья Вурэчуайвенч Мончеплутона залегают преимущественно дайки региональных комплексов.

Наиболее характерным отличием даек этих групп, помимо состава, является наличие или отсутствие эндоконтактовых зон закалок. Большинство даек первой группы не имеет зон закалок, что обусловлено, по-видимому, внедрением их в еще не остывшие интрузивные породы, тогда как дайки второй группы отличаются четко выраженными зонами закалок, реликты которых часто сохраняются даже при тектонических подвижках.

В отношении пространственной ориентировки дайковые тела локального и региональных комплексов не проявляют четкой закономерности, так как в большинстве случаев они имеют северо-западное или северное простирание, крутое залегание и преимущественное падение в восточных румбах. Мощность

дайковых тел варьирует от десятков сантиметров до десятков метров. Наибольшая мощность установлена для даек локального комплекса 100 м.

По петрографическому и химическому составу среди пород локального комплекса даек выделяются:

Гарризиты, развитые только в пределах Мончетундровского массива.

Габбронориты, крупно- и среднезернистые, прорывающие породы Мончеплутона.

Магнетитовые крупно- и среднезернистые *габброиды*, секущие дуниты Сопчеозерского месторождения.

Микрогаббро, залегающие на северо-восточном фланге Сопчеозерского месторождения.

Гранофиры, микрогранофиры и микрограниты.

Меланонориты и *ортопироксениты*, прорывающие породы Мончетундровского массива и реже Мончеплутона.

Пижонитовые и оливиновые микрогаббро.

Габбронориты, магнетитовые габброиды и микрогаббро отвечают IV дайковой фазе, а меланонориты - II фазе по Е.К.Козлову (1973).

Гарризиты залегают на северо-восточном и юго-западном склонах гор Мончетундра и Хипик в виде двух цепочек тел, ориентированных в северо-западном направлении. Наиболее полные сведения о них содержатся в работах (Елисеев и др. 1956; Козлов и др, 1967), в которых они описывались как малые интрузии Мончетундры. Форма тел меняется от субгоризонтальной пластовой до дайкоподобной с падением на юго-запад под углами 35-55°. Длина тел варьирует от 220 до 260 м, мощность - от 2 до 28 м. Часть тел имеет простое, часть сложное дифференцированное строение. Верхняя часть дифференцированных тел сложена оливиновыми габброноритами и норитами, или габброноритами, нижняя - гарризитами с линзовидными обособлениями габброноритов. Вблизи нижнего контакта отмечены ксенолиты вмещающих габброидов.

Три наиболее крупные тела гарризитов или массивы 1, 2 и 3 (Козлов и др., 1967) нами были детально изучены и опробованы. В результате было установлено, что одно из них (массив № 1), залегающее на северо-восточном склоне горы Мончетундра, имеет четко выраженное кулисообразное строение с левосторонним смещением субмеридионально ориентированных сегментов. Центральный сегмент представляет собою сложную по форме кистеобразную дайку с максимальной мощностью в раздуве около 50 м, а два крайних сегмента - дайки мощностью 5-7 м, сложенные хлорит-амфиболизированными гарризитами. Нижняя эндоконтактная зона, мощностью 5-10 см, а также маломощные апофизы сложены амфибол-гранатовыми породами, имеющими метаморфическо-метасоматическое происхождение. В отдельных случаях сохранились мелкозернистые зоны закалки.

Севернее массива № 1 залегают маломощная дайка измененного гарризита, которая выклинивается и расщепляется на мелкие апофизы сложной формы. С ними ассоциируют мелкие фрагменты - включения ультраосновного состава во вмещающих габброноритах.

Время формирования гарризитов определяется в широких пределах - они внедрились после формирования Мончетундровского массива, но до высокотитанистых долеритов регионального комплекса, с которыми устанавливаются прямые геологические взаимоотношения в виде пересечений.

Дайки крупно- и среднезернистых габброноритов располагаются в зоне одного из главных разломов, ограничивающего с юго-запада рудную залежь Сопчеозерского месторождения, и в оперяющих его трещинах в пределах самой залежи (рис.4.2). В юго-западной части месторождения скважинами были пересечены многочисленные, субвертикальные дайки, которые разделяют рудную залежь на многочисленные блоки и содержат рудные ксенолиты. Дайки подобного состава отсутствуют в пределах Мончетундровского массива.

Дайки магнетитовых габброидов имеют такое же геологическое положение, что и дайки габброноритов, составляя около 20% от их объема.

Дайки микрогаббро располагаются в плоскости главного разлома, ограничивающего рудную залежь с северо-востока, а также к северо-востоку от него, в полосе шириной около 300 м, которая протягивается субпараллельно юго-западному тектоническому контакту Мончеплутона. В пределах этой полосы они занимают до 25% объема. Дайки падают на северо-восток под углами 45-50°. Внутреннее строение даек осложнено многофазным характером внедрения расплава.

Дайки гранофилов, микрогранофилов и микрогранитов пространственно тесно связаны с габброноритами и микрогаббро. При этом микрогранофиры встречаются только в поле развития даек микрогаббро, гранофиры - габброноритов, а микрограниты - ассоциируют как с габброноритами, так и микрогаббро. Мощность большинства даек составляет десятки сантиметров и редко превышают 1 м. Самая крупная дайка микрогранита располагается вместе с дайкой микрогаббро в плоскости главного разлома на северо-восточном фланге хромитовой залежи. Ее мощность составляет 1.5 м в Сопчеозерском карьере и около 5 м в керне скв. 1580. В скв.1593 зафиксирована дайка микрогранофира мощностью более 5 м. Эндоконтактные зоны этой дайки сложены микрогаббро. Микрограниты образовались позже микрогаббро, так как содержат ксенолиты последнего.

Дайки меланоноритов - ортопироксенитов имеют наиболее широкое распространение. Они распространены по обе стороны тектонического контакта Мончеплутона и Мончетундровского массива и установлены на всем протяжении контактной зоны - от верховья Пентландитового ущелья на северо-западе до оз.Морошковое на юго-востоке. Мощность даек измеряется десятками метров. Преобладающая их форма - типичная трещинная, реже встречаются тела овальной формы. Судя по геологическим взаимоотношениям, дайки меланоноритов - ортопироксенитов внедрились позднее даек габброноритов, но раньше описанных ниже даек региональных комплексов.

Дайки пижонитовых и оливковых микрогаббро были обнаружены нами в керне глубокой скв. М-1. Они прорывают породы архейского преобразованного фундамента и залегают в пределах толщ плагиогнейсов и гиперстеновых диоритов (рис.5.1). Мощность их варьирует в пределах первых десятков метров.

Данные образования выделены в самостоятельный комплекс на основании уникальности их петрогеохимических особенностей и изотопных (Sm-Nd) характеристик. Мы предполагаем, что они являются наиболее древними среди группы локальных комплексов.

Во второй группе региональных даек выделяются следующие комплексы: *габброноритов, кварцевых долеритов, меланократовых микрогаббро, ферродолеритов-I, оливковых ферромикрогаббро-камptonитов, высокотитанистых долеритов-I, высокотитанистых долеритов-II, микрогранит-порфиров и ферродолеритов-II.*

Дайки данной группы распределены довольно равномерно. Общая плотность их развития составляет $5\pm 2\%$. Они изучались в открытых железорудных карьерах Оленегорского района, в обнажениях на участках Ниттис Варака и Печегуба. В пределах Мончеплутона и Мончетудровского массива дайки были встречены как в обнажениях, так и в керне скважин. Информация по участкам Ярва-Варака, Приозерный и Воронье-Лумболка базируется на основе изучения только керна скважин. Необходимо отметить, что исследованная нами площадь составляет не более 2% от всей площади района, однако практически на всех участках, сложенных архейскими образованиями, были встречены дайки региональных комплексов.

В результате выполненных исследований установлено, что дайки разных комплексов плохо различаются по их пространственному распределению и элементам залегания (часто разновозрастные дайки залегают в пределах одной зоны и имеют одинаковую ориентировку), минеральному составу (из-за мелкозернистости пород или метаморфических преобразований), но четко разделяются на основе данных геохимического анализа.

Распределение даек отдельных комплексов крайне неравномерное и существенно меняется от участка к участку. В ряде случаев имеются прямые геологические наблюдения их возрастных взаимоотношений, зафиксированных пересечением дайковых тел. Для отдельных дайковых роев имеются геохронологические определения, приведенные в главе 10.

Дайки габброноритов встречаются редко и образуют разобщенные единичные тела, только в Кировогорском карьере вскрыт рой из 13 параллельных даек. Их мощность варьирует от 1 до 2 м, реже до 5-7 м.

Дайки габброноритов имеют преимущественно северо-восточное простирание, а в западной части района - субмеридиональное. Три дайки данного комплекса были изучены U-Pb методом. Для двух даек двупироксенового долерита и габбронорита из Кировогорского роя получен близкий возраст 2740 ± 10 млн лет (Баянова и др., 1998). Нами изучена дайка оливинового долерита из Оленегорского карьера, возраст которой равен 2495 ± 13 млн лет (глава 10).

Дайки габброноритов встречаются также за пределами Мончегорского района - в пределах Северной Печенги и в Кейвской зоне. Для них Sm-Nd методом был получен более молодой возраст - 2.55 и 2.32 млрд лет (Fedotov, Amelin, 1992). Эти данные могут свидетельствовать, что существуют несколько разновозрастных групп даек габброноритов, одни из которых формировались на границе архей-протерозой, а другие - в раннем протерозое, синхронно и после становления расслоенных интрузий мончегорского типа. Дайки габброноритового состава, пространственно и генетически связанные с расслоенными интрузиями, также широко развиты в Северной Карелии (Amelin, Semenov, 1996) и Финляндии (Vogel et al., 1998).

Дайки кварцевых долеритов установлены практически на всех изученных участках за исключением Ярва-Варака. Они имеют важное, маркирующее значение, так как разделяют этапы формирования высокомагнезиальных габброноритов и высокожелезистых пикритов и долеритов.

Дайки меланократовых микрогаббро распределены крайне неравномерно. Они часто встречаются на участках Приозерное, Ярва- и Ниттис-Варака, Печегуба, в восточной части Мончеплутона и в железорудных карьерах Оленегорском, Бауманском и Октябрьском. В то же время они отсутствуют в западной части

Мончеплутона (НКТ) и Мончетундровском массиве, а также в Кировогорском карьере. Среди них преобладают дайки северо-восточного простирания.

На площади, расположенной южнее массива горы Нюд, залегают две дифференцированные дайки мощностью 30-40 м, падающие на восток под углом 40-45°. Они прослежены на глубину буровыми скважинами до подошвы Мончеплутона, а по простиранию утыкаются в разломы. На их продолжении в северном направлении на горе Нюд находятся два роя мелких даек микрогаббро и спессартитов. О конкретном возрасте микрогаббро трудно судить, так как отсутствуют пересечения их с дайками других комплексов. На основании высокой железистости микрогаббро можно предположить их более молодой возраст по отношению к кварцевым долеритам.

Дайки ферродолеритов и оливиновых микрогаббро часто пространственно встречаются совместно, как и коагматические им вулканыты, которые перемежаются в разрезах матертской свиты Северной Печенги (Магматизм..., 1995) и томингской толщи Имандра-Варзуги (Федотов, 1985).

В пределах Мончегорского района, на горе Ниттис было обнаружено двойное пересечение: дайка оливинового ферромикрогаббро пересекает дайку ферродолерита, а сама прорывается дайкой более магнезиального ферродолерита (рис.9.1).

Это дает основание разделить ферродолериты на два разновозрастных комплекса - I и II, отвечающие по времени образования разновозрастным вулканическим толщам. В пользу этого свидетельствует антидромный характер их взаимоотношений, тогда как для матертской и миттриярвинской свит установлен гомодромный тип эволюция состава толеитовых базальтов.

Среди близких по возрасту и составу даек Центральной и Северной Финляндии также выделяются две группы - железистых (I) и магнезиальных (II) толеитов с возрастом формирования 2.1 и 1.97 млрд лет соответственно (Vuollo, 1994). Пространственная ориентировка даек ферродолеритов и оливиновых микрогаббро преимущественно меняется от северо-западной до меридиональной. Мощность их составляет обычно несколько метров, реже увеличивается до несколько десятков метров.

Дайки высокотитанистых долеритов не имеют аналогов среди вулканытов карельского комплекса и их распространение ограничивается юго-западной окраиной Центрально-Кольского блока - Мончегорским и Печенгским районами. В Мончегорском районе дайки такого состава были встречены на всех участках за исключением района Печегубы.

Среди даек высокотитанистых долеритов можно выделить два типа, отличающиеся по составу пород. Дайки первого типа (I) имеют региональное распространение, а дайки второго типа (II) установлены только в Мончегорском районе. Последние (8 подсечений) сосредоточены на площади около 1 км² на северо-восточном склоне горы Мончетундра и одна дайка пересечена скважиной 1300 (массив Ярва-Варака).

Уникальная для Кольского региона дайка *микрогранит-порфира* была первоначально исследована и описана Б.М.Куплетским (1935) под названием кварцевого порфира. Она прорывает породы Мончеплутона и вмещающие его гнейсы архейского фундамента. Дайка мощностью около 5 м имеет крутое северо-восточное падение и четко выраженные текстуры течения. На горе Кумужьей (НКТ) она располагается внутри дайки высокотитанистого долерита-

I, а на северном склоне горы Сопча пересекает дайку северо-восточного простирания такого же состава и содержит многочисленные ее ксенолиты. Тесная пространственная связь даек разного состава позволяет предполагать близкое время их образования.

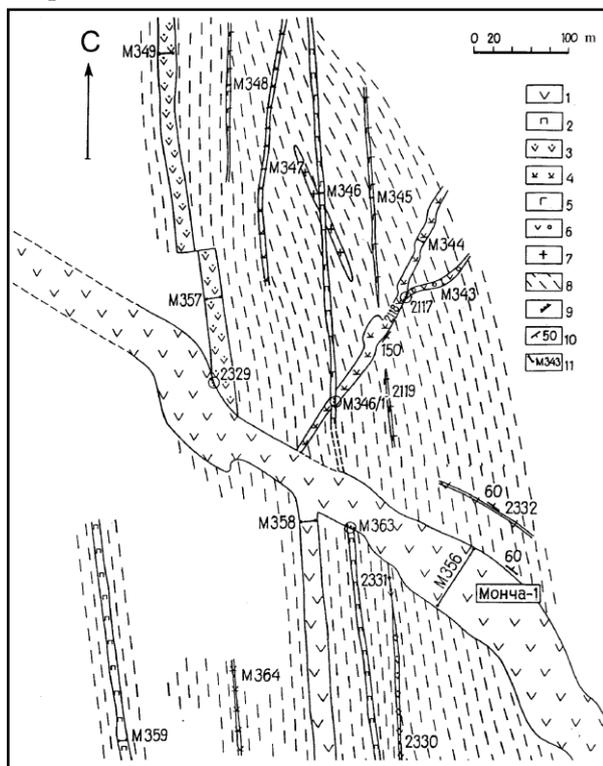


Рис.9.1. Схематическая карта участка Ниттис Варака. Составлена Ж.А.Федотовым.

Дайки региональных комплексов (1-6): 1 - ферродолерит-II, 2 - оливниновое микроферрогаббро, 3 - высокотитанистый долерит-I, 4 - ферродолерит-I, 5 - микрогаббро меланократовое и 6 - кварцевый долерит; 7 - гранитный пегматит, 8 - биотитовый гнейс, 9 - эндоконтактовая зона закалки, 10 - элементы залегания контакта, 11 - место взятия пробы

Наши построения и суждения о взаимоотношениях даек локального и региональных комплексов базируются на следующих предположениях и фактах.

Внедрение дайки оливнинового габбронорита, вскрытой в Оленегорском карьере, происходило синхронно с формированием Мончеплутона и связанного с ним локального комплекса даек. Она располагается в зоне Монче-Кахозерского разлома, проходящего через северную камеру плутона - массив НКТ. Это указывает на определенную связь между локальным и региональным дайковым комплексами, приуроченными, по-видимому, к одному термальному событию.

Очевидно, что различные региональные комплексы могут быть связаны с разными по возрасту проявлениями локального интрузивного и линейного вулканического магматизма. Дайки кварцевых долеритов моложе даек габброноритов, так как всегда пересекают их. Поэтому они, как и другие более

молодые дайки на площади Мончеплутона и Мончетундровского массива, представляют региональный комплекс даек, так как локальный магматизм к этому времени здесь прекратился. Дайки высокотитанистых долеритов-II и кварцевых порфиров имеют ограниченное распространение, но они отнесены нами к региональным комплексам из-за молодого возраста. Такие локальные проявления даек необычного состава в региональных комплексах имеют место и на других участках. Например, дайки амфиболитов установлены только в Кировогорском карьере, в плоскостях надвигов.

Дайки региональных комплексов прорывают локальные дайки. Дайка оливинового микроферрогаббро в скважине 1527 (Сопчеозерское месторождение) прорывает дайку микрогранита. Дайка высокотитанистого долерита-I на северном склоне горы Мончетундра прорывает дайку гарризита. Такая же дайка в Сопчеозерском карьере прорывает дайку крупнозернистого габбронорита. Дайки регионального комплекса прорывают и малые интрузии Мончегорского района, такие как Островскую, Ярва-Варакскую и Бауманскую, подчеркивая их возможную принадлежность вместе с Мончеплутоном к единому термальному событию.

9.2. Петрография и минералогия дайковых пород

Породы даек локального комплекса

Гарризиты - это меланократовые пироксеновые троктолиты. Минеральный состав гарризитов (об.%) следующий: железистый оливин (50-70), анортит (15-25), ортопироксен (3-10) и клинопироксен (1-8). Для них характерна гипидиоморфнозернистая структура. В крупных телах породы почти не изменены, в мелких - метаморфизованы с развитием серпентина по оливину, хлорита по плагиоклазу и актинолита по пироксенам, вплоть до образования хлорит-актинолитовых сланцев.

Габбронориты представлены мезо-лейкократовыми разновидностями. Главные минералы представлены (об. %): лабрадором (45-60), авгитом (20-30), ортопироксеном (15-25); второстепенные - кварцем и калиевым полевым шпатом, образующими микропегматитовые сростания (до 10). Содержание магнетита не превышает 0.5%. Иногда присутствуют сульфиды (пирротин и халькопирит) в виде мелкой вкрапленности (до 5). Железистость авгита (f , ат.%) изменяется в пределах 28-35, ромбического пироксена - 31-46. Структура пород - габбро-офитовая, иногда с элементами пойкилоофитовой. Большей частью породы амфиболлизированы и только в редких случаях сохраняются реликты орто- и клинопироксена.

Магнетитовые габброиды отличаются от габброноритов высоким содержанием титаномагнетита (до 10) и более сильной амфиболлизацией пироксена. В них сохраняются реликты только клинопироксена, поэтому вопрос о их классификации (габбро или габбронориты) остается открытым.

Микрогабброиды по составу близки как габброноритам, так и магнетитовым габброидам при вариации содержания титаномагнетита от 0 до 10% и отличаются от них мелкозернистой структурой. Микрогабброиды подверглись интенсивной амфиболлизации с сохранением редких реликтов габбро-офитовой структуры и участков, сложенных микрогранофиром.

Гранофиры представляют собою породы, сложенные примерно равным количеством плагиоклаза (андезина), микроклина и кварца и имеющие гранофировую структуру. Темноцветные минералы представлены биотитом и амфиболом (до 10). Постоянно присутствуют крупные зерна титаномагнетита с ильменитовой решеткой распада и мелкие зерна апатита. Микропегматитовые срастания кварца с микроклином приурочены к интерстициям плагиоклаза. *Микрогранофиры* отличаются большим содержанием темноцветных силикатов и более мелкозернистой структурой.

Микрограниты сложены альбитом, микроклином и кварцем в близком соотношении, а также второстепенными минералами - биотитом и мусковитом. Структура породы - микрогранитная. Типичным для микрогранитов является наличие пертитов и антипертитов.

Меланонориты, ортопироксениты и оливиновые ортопироксениты отличаются от других дайковых пород преобладанием в их сложении ортопироксена. Главным типом пород являются меланонориты, содержащие от 5 до 30% плагиоклаза. При уменьшении содержания плагиоклаза, они переходят в плагиоортопироксениты и ортопироксениты. Редко встречающиеся оливиновые ортопироксениты образуют шпировидные обособления в ортопироксенитах.

Состав минералов в разных породах варьирует в небольших пределах. Плагиоклаз по оптическим данным отвечает битовниту (80% An), железистость (f , ат.%) ортопироксена изменяется от 14 до 19, авгита от 14 до 17. Акцессорные и рудные минералы представлены хромитом, пирротинном, халькопиритом и рутилом. Структура меланоноритов - гипидиоморфнозернистая с явным идиоморфизмом ортопироксена по отношению к плагиоклазу и клинопироксену; ортопироксенитов - аллотриоморфнозернистая. Текстура меняется от массивной до трахитоидной. Крупные кристаллы ортопироксена, размером до 5 см в поперечнике, обнаруженные в одной из даек плагиоортопироксенита из центральной части Сопчеозерского месторождения, несут признаки скелетного роста. Породы рассматриваемого комплекса часто амфиболизированы, однако степень их изменения значительно меньше по сравнению с габброноритами.

Пижонитовые и оливиновые микрогаббро сложены основным плагиоклазом (лабрадор-битовнит) и клинопироксеном (авгит) примерно в равных количествах, а также пижонитом или оливином. Характерным для них является микрогаббровая структура.

Породы даек региональных комплексов

Долериты ранее описывались под названием диабазы. Среди них нами выделяются кварцевые долериты, ферродолериты-I и -II, высокотитанистые долериты-I и -II, которые хорошо различаются по геохимическим характеристикам, но плохо - по петрографическим особенностям.

Долериты, обладающие типичной офитовой структурой, сложены клинопироксеном и плагиоклазом в соотношении 1:1. В резко подчиненном количестве встречается кварц, реже оливин (в ферродолеритах-II), титаномагнетит (от 1-2% в кварцевых долеритах, до 10% в высокотитанистых ферродолеритах), биотит и апатит. Для зон закалок долеритовых даек характерны микровкрапленники плагиоклаза и клинопироксена. Метаморфизованные разновидности долеритов сложены преимущественно амфиболом и плагиоклазом.

В *оливиновых микрогаббро*, помимо преобладающих оливина, титанавгита и плагиоклаз-андезина, постоянно присутствуют титансодержащие фазы - керсутит, титаномагнетит и ильменит, а также биотит и апатит, редко встречается ортопироксен. Количественное соотношение главных породообразующих минералов и характерного для этой породы керсутита сильно варьирует, что обуславливает набор пород от плагиопироксенитов (участок Воронье - Лумболка) до камптонитов. В Нясюкском рое (Северная Печенга) присутствуют пространственно сближенные дайки плагиокерсутитовых перидотитов и оливиновых габбро.

Гипидиоморфнозернистая и пойкилитовая структуры пород отражают следующую последовательность кристаллизации минералов: оливин - авгит - керсутит - плагиоклаз. В результате метаморфических процессов клинопироксен, оливин и, в меньшей степени, керсутит, частично или полностью замещаются актинолитом с образованием лейкоксена по титаномагнетиту и ильмениту.

Микрогаббро представляют собою мезо-меланократовые породы, сложенные преимущественно клинопироксеном и плагиоклаз-андезином, а также керсутитом, биотитом, титаномагнетитом и апатитом. В закаленных приконтактных зонах встречается оливин совместно с микровкрапленниками клинопироксена. Порода обладает микрогаббровой структурой с гломеровидными скоплениями зерен клинопироксена, идиоморфных по отношению к плагиоклазу. Керсутит нарастает на пироксен, реже образует самостоятельные идиоморфные кристаллы, включенные в плагиоклаз. В интерстициях иногда встречаются участки мелкозернистого строения, сложенные агрегатом плагиоклаза и игольчато-призматическими зернами керсутита. Такой же состав имеют спессартиты, что подтверждает родственную связь их с микрогаббро, с которыми они пространственно ассоциируют. В процессе метаморфизма микрогаббро амфиболизируются.

Микрогранит-порфир содержит изометричной формы микровкрапленники кварца (5-7), толстотаблитчатые зерна кислого плагиоклаза, иногда скелетного строения (3-5) и таблитчатые зерна микроклина (<1) с закругленными углами, пертитовыми структурами распада и решетчатым погасанием. Фельзитовая основная масса имеет кварц-полевошпатовый состав. Отдельные вкрапленники плагиоклаза содержат центральное ядро микроклинового состава. Полевые шпаты слабо серицитизированы. Ксенолиты долеритов, встреченные в микрогранит-порфировой дайке, превращены в биотит-полевошпатовые сланцы с реликтами офитовой структуры, содержащие большое количество мелких пластинчатых зерен ильменита.

Комплекс габброноритов объединяет широкий набор пород от двухпироксеновых долеритов и кварцсодержащих габброноритов до богатых оливином габброноритов и реже норитов. Типичным их минералом является ортопироксен. Для двухпироксеновых долеритов, встреченных в Кировогорском карьере, характерным является обрастание ортопироксена клинопироксеном. Состав габброноритов варьирует в широких пределах в зависимости от расположения, мощности и расслоенности. Так, в наклонной дайке, залегающей на западном берегу Мончезера (участок Приозерное), нижняя часть разреза сложена меланократовыми оливиновыми габброноритами, а верхняя, прикровельная - мезократовыми оливинсодержащими габброноритами. Все породы бедны аксессуарными минералами, количество рудной фазы (титаномагнетита) не превышает 0.5%. Мезократовые габбронориты имеют микрогаббровую, а меланократовые - гипидиоморфнозернистую и пойкилитовую структуры.

9.3. Геохимические особенности дайковых пород

Как отмечалось выше, классификация дайковых пород региональных комплексов в значительной мере базируется на геохимическом анализе, тогда как более раскристаллизованные породы локального комплекса можно диагностировать и на основе петрографического состава. Наиболее информативными являются результаты изучения рассеянных и редкоземельных элементов, тогда как роль других элементов разная.

В таблице 9.1 приведены статистические параметры содержания рассеянных элементов в дайковых породах для всех выделенных групп и комплексов, а на диаграммах (рис.9.2-9.5) - графики распределения рассеянных элементов в этих же породах.

Таблица 9.1

Статистические параметры содержания рассеянных элементов в дайковых и интрузивных (габброидах) породах

n	1		2		3		4		5		6		7	
	13		6		18		6		63		21		2	
	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S
Cr	29	2.5	1245	2.8	220	3.2	35	1.3	97	1.8	55	1.9	45	1.1
Ni	65	2.1	696	2.3	203	1.7	225	1.3	212	1.5	75	1.9	89	1.2
Co	31	1.5	86	1.4	37	1.4	50	1.1	53	1.3	50	1.3	55	1.1
Cu	48	1.7	109	4.3	45	1.6	199	2.1	218	2.0	107	1.5	210	1.5
V	128	1.4	90	1.6	91	1.2	142	1.3	138	1.6	287	1.4	466	1.1
Sr	299	1.1	67	2.2	297	1.3	283	1.1	264	1.7	277	1.2	297	1.0
Nb	3.7	2.0	0.3	3.0	5.6	1.3	5.0	1.0	4.5	1.0	4.8	1.1	4.8	1.1
Y	6.1	1.3	3.3	2.3	4.5	1.3	5.0	1.0	6.0	1.1	11.3	1.8	21	1.1
Zr	24	1.6	10.6	2.8	30	1.3	9.7	1.4	26	1.7	49	2.6	111	1.1
Rb	4.0	1.3	8.8	2.5	5.7	1.7	4.8	1.1	11.0	2.2	34	2.4	13.3	1.8

Продолжение табл.9.1

n	8		9		10		11		12		13		14		15	
	3		3		4		9		5		3		21		13	
	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S
Cr	50	2.5	28	1.6	14	2.0	1372	1.8	64	1.3	183	3.2	190	1.1	627	2.2
Ni	39	2.3	28	1.1	16	3.1	499	1.4	54	1.3	146	2.0	83	1.2	321	1.5
Co	11	1.6	22	1.1	9	2.5	74	1.3	142	1.3	68	1.0	53	1.1	55	1.3
Cu	57	1.3	92	1.1	36	1.6	134	4.3	6	4.4	111	1.6	50	1.4	109	1.5
V	49	1.8	276	1.4	33	1.3	99	1.2	48	1.8	345	1.2	187	1.6	194	1.2
Sr	222	1.5	181	1.2	106	1.8	109	2.8	25	3.3	98	1.1	318	1.1	227	1.3
Nb	8.1	1.1	5.0	1.0	8.0	1.0	0.7	2.6	5.0	1.0	0.7	1.5	8.0	1.3	10.5	1.4
Y	24	1.2	17	1.2	21	1.2	4.6	1.1	4.0	1.0	12	1.5	12.3	1.1	12.2	1.2
Zr	190	1.2	137	1.1	147	1.3	7.3	1.8	5.5	1.7	8.9	1.6	66	1.1	73	1.2
Rb	22	2.1	79	1.2	152	1.1	4.5	1.2	4.0	1.0	0.3	1.1	15	1.2	22	1.3

Окончание табл.9.1

n	16		17		18		19		20		21		22		23
	27		29		19		24		23		29		9		1
	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X
Cr	18	2.2	607	2.2	85	1.6	169	1.6	1050	1.4	56	1.8	64	4.9	13
Ni	70	2.2	282	1.7	77	1.2	102	1.9	824	1.4	59	1.3	98	1.8	15
Co	46	1.2	61	1.3	50	1.2	54	1.2	93	1.2	38	1.2	53	1.2	10
Cu	96	2.0	187	1.6	180	1.3	159	2.2	194	1.5	349	1.3	91	1.4	37
V	163	2.4	236	1.3	300	1.6	299	1.2	242	1.2	323	1.1	281	1.2	22
Sr	287	1.2	392	1.3	182	1.1	149	1.4	294	1.7	191	1.1	858	1.3	72
Nb	9.8	1.6	22	1.8	19	1.4	8.6	1.3	34	2.2	19	1.7	30	1.7	8
Y	15	1.2	15	1.3	24	1.3	18	1.2	15.5	1.4	53	1.3	15	1.4	27
Zr	113	1.2	155	1.4	128	1.2	76	1.1	226	1.7	344	1.3	224	1.4	260
Rb	25	1.7	19	1.7	17	1.3	9.1	1.6	12.6	2.2	39	1.8	17	1.7	107

ПРИМЕЧАНИЕ. 1 - габброиды и 2 - меланонориты Мончетундровского массива, 3 - габбронориты предгорья Вурэчуайвенч; *дайки локального комплекса*: 4 - габбронориты Лойпишнюн, 5 - габбронориты, 6 - микрогаббро и 7 - магнетитовые габбро Дунитового блока, 8 - гранофиры, 9 - микрогранофиры, 10 - микрограниты, 11 - меланонориты Лойпишнюн, 12 - гарризиты, 13 - пижонит-оливиновые микрогаббро; *дайки региональных комплексов*: 14 - двупироксеновые долериты, 15 - габбронориты, 16 - кварцевые долериты, 17 - микрогаббро меланократовые, 18 и 19 - ферродолериты I и II, 20 - микрогаббро оливиновое, 21 и 22 - высокотитанистые долериты-I и -II, 23 - микрогранит-порфиры. n - число анализов, X - среднее геометрическое (г/т), S - стандартный множитель.

Для нормирования мы использовали средние содержания элементов в габброидах Мончетундровского массива. Обобщение и анализ приведенных данных в табл.9.1 и рис.9.2-9.5 позволяет сделать следующие выводы:

1. Большинство дайковых пород локального комплекса близки по распределению рассеянных элементов габброидам Мончетундровского массива, что может свидетельствовать о их генетическом родстве (рис.9.2).

2. Среди пород локального комплекса четко различаются микрогаббро, титаномагнетитовые габброиды и оливиновые микрогаббро с повышенным содержанием несовместимых элементов (рис.9.2). Микрогаббро и габброиды проявляют значительное сходство с гранофирами (рис.9.3), поэтому можно предположить, что повышенные содержания несовместимых элементов в них связаны с контаминацией габброноритовой магмы кислым материалом и с постмагматическим изменением габброноритов при образовании жил гранофилов. Это согласуется с данными, свидетельствующими о тесной пространственной связи гранофилов и габброноритов, и наличием переходных по составу разновидностей между габброноритами и титаномагнетитовыми габброидами. Микрогаббро формировались из более контаминированного материала, так как они характеризуются высоким нормированным содержанием

несовместимых элементов. В отношении оливиновых микрогаббро, вскрытых скважиной М-1, ситуация иная.

В них, наряду с повышенным содержанием Nb, Zr и Y, устанавливаются очень низкие содержания К и Rb, что трудно объяснить процессами контаминации. По нашему мнению, они представляют собою самостоятельный низкокалиевый толеитовый тип мантийных расплавов.

3. Одинаковый характер распределения рассеянных элементов в гранофирах, микрогранитах и микрогранит-порфирах, принадлежащих разновозрастным дайковым комплексам, обусловлен, по-видимому, единым палингенным механизмом их формирования.

4. Породы региональных комплексов устойчиво отличаются от пород локального комплекса прежде всего повышенным содержанием несовместимых элементов - Nb, Y, Zr и Rb (рис.9.4, 9.5). Это может свидетельствовать как о существенной контаминации, так и о первоначальном отличии по составу первичных мантийных расплавов.

На рис.9.6 приведены данные для двух близких дайковых комплексов, удаленных на расстояние почти 1000 км. Возраст даек Финляндии равен 2100 и 1970 млн лет (Vuollo, 1994). Выдержанность различий состава пород этих комплексов на большом расстоянии подтверждает близкий характер эволюции дайкового магматизма в пределах архейского ядра Балтийского щита.

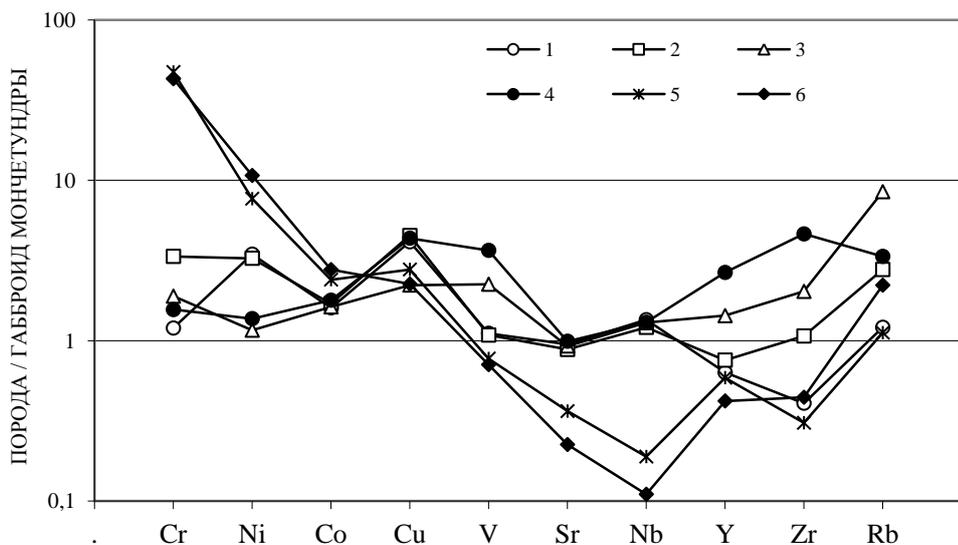


Рис.9.2. Вариации среднего содержания рассеянных элементов в дайковых породах локального комплекса района Мончеплутона и Мончетундровского массива.

1 - габбронориты участка Лойпишюн, 2 - габбронорит, 3 - микрогаббро и 4 - магнетитовый габброид Дунитового блока, 5 - меланонорит участка Лойпишюн, 6 - меланонорит из разреза массива Мончетундра

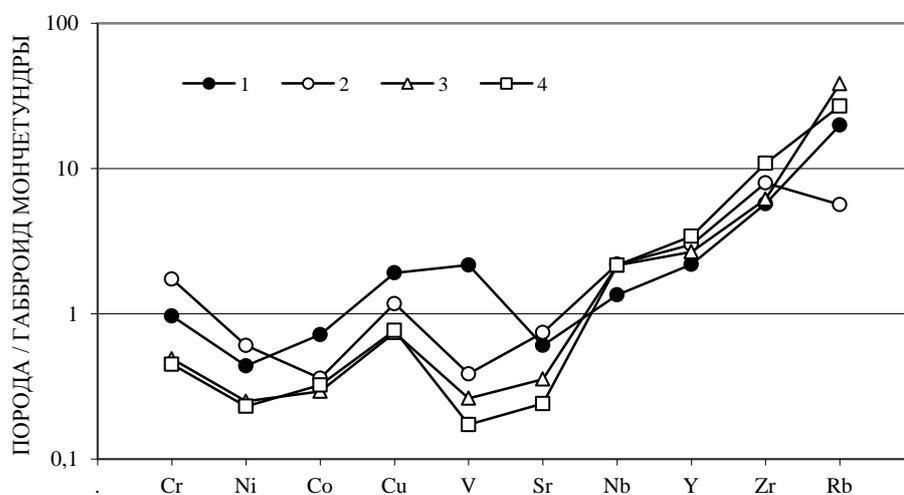


Рис.9.3. Вариации среднего содержания рассеянных элементов в кислых дайковых породах.
1 - микрогранофир, 2 - гранофир, 3 - микрогранит, 4 - микрогранит-порфир

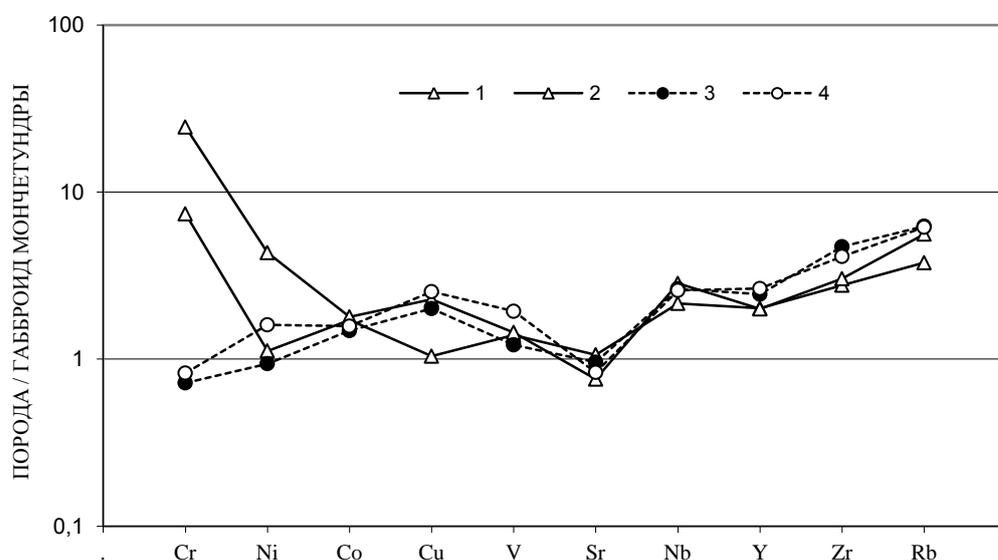


Рис.9.4. Вариации среднего содержания рассеянных элементов в породах ранних региональных комплексов даек Мончегорского и других районов Кольского п-ова.
Мончегорский район (1-3): 1 - двупироксеновый долерит, 2 - габбронорит, 3 - кварцевый долерит; 4 - кварцевый долерит Кольского п-ова

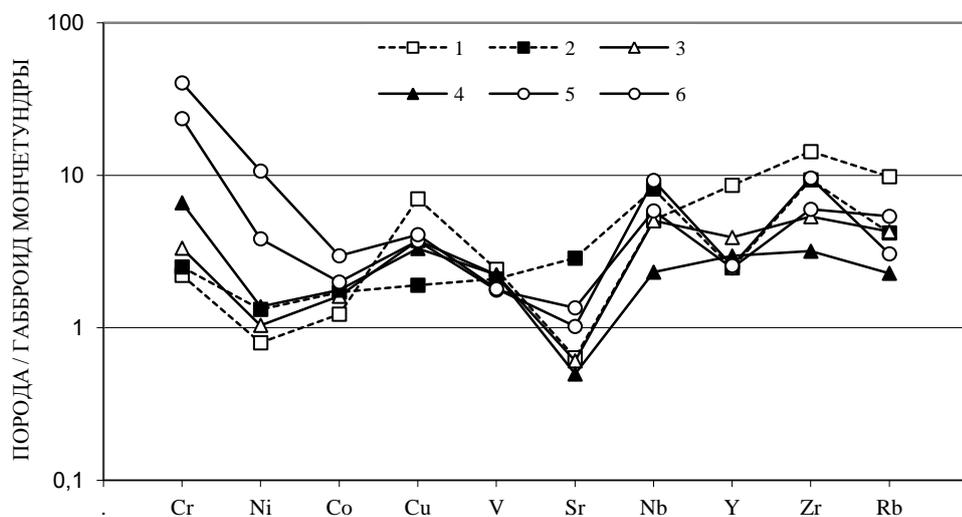


Рис.9.5. Вариации среднего содержания рассеянных элементов в породах поздних региональных дайковых комплексов.
1 и 2 - высокотитанистые долериты -I и -II; 3 и 4 ферродолериты-I и -II; 5 - микрогаббро меланократовое; 6 - оливинное микрогаббро

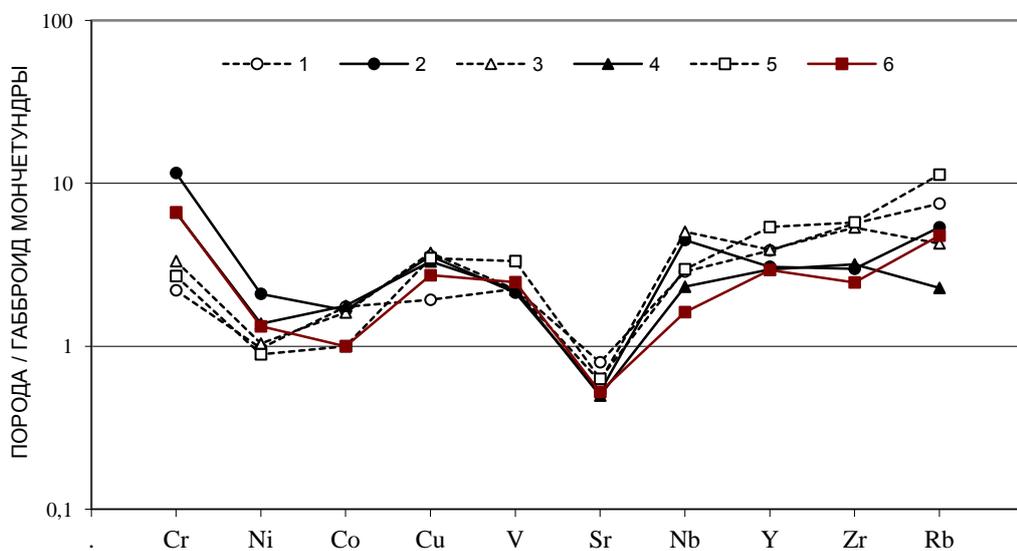


Рис.9.6. Вариации среднего содержания рассеянных элементов в дайковых ферродолеритах из удаленных районов.
Породы: 1-3 - ферродолериты-I; 4-6 - ферродолериты-II; местоположение: 1, 2 - Кольский залив, 3, 4 - Мончегорский район, 5, 6 - Финляндия (Vuollo, 1994)

Для суждения о сериальности, характере процессов дифференциации и генетических взаимоотношениях между дайками и интрузиями составлена диаграмма в координатах Al - Mg - (Fe+Ti) (рис.9.7). В результате ее анализа устанавливается близкий состав и направленность дифференциации для пород локального комплекса даек и главных интрузий района. Так, дайковые меланонориты и меланократовые габброиды Мончетундровского массива образуют одно поле, продолжающее тренд дунит - гарцбургит - ортопироксенит Мончеплутона. Дайковые габбронориты и оливиновые габбронориты попадают в поле мезолейкократовых пород обеих интрузий. Обособлено поле гарризитов, однако точки их состава располагаются на линии анортозитового тренда в его меланократовом конце, а по относительной железистости они весьма близки габброноритам. По-видимому, их образование связано с фракционированием габброноритового расплава в сторону уменьшения содержания кремнезема. Микрогаббро и магнетитовые габброиды образуют самостоятельный тренд, представляющий толеитовую ветвь эволюции габброноритового расплава. Дайковые оливиновые микрогаббро ближе по составу к ферродолеритам регионального комплекса, чем к габброноритам локального комплекса, так как они обладают повышенным содержанием железа и титана. Поэтому они могут представлять собою самостоятельный оливин-толеитовый мантийный расплав.

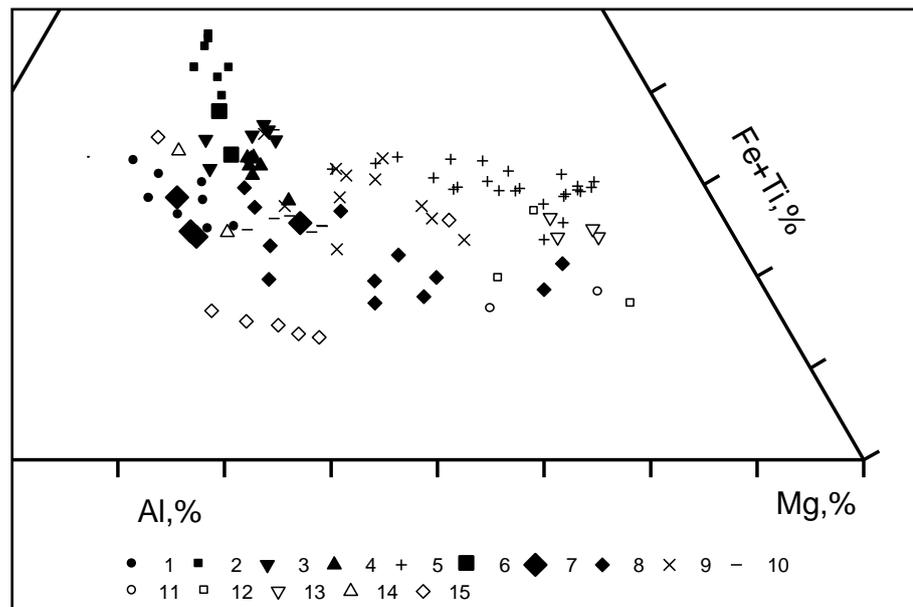


Рис.9.7. Вариации состава дайковых пород на диаграмме Al - (Fe+Ti) - Mg (ат. %).
 Региональные дайковые комплексы: 1 - кварцевые долериты, 2 - высокотитанистые долериты-I, 3 и 4 - ферродолериты-I и -II, 5 - оливиновые микроферрогаббро, 6 - высокотитанистые долериты-II, 7 - дупироксеновые долериты, 8 - габбронориты, 9 - меланократовые микрогаббро. Локальный дайковый комплекс: 10 - микрогаббро оливиновые, 11 - оливиновые габбронориты, 12 - меланократовые нориты, 13 - гарризиты, 14 - микрогаббро, 15 - крупнозернистые габбронориты и габброиды

Для дайковых пород региональных комплексов выявлены два основных тренда - толеитовый и ультрабазитовый. Первый характерен для кварцевых долеритов, ферродолеритов и высокотитанистых долеритов. При этом кварцевые долериты ложатся в поле дайковых пород толеитового тренда локальных комплексов, а ферродолериты и высокотитанистые долериты образуют самостоятельное поле фигуративных точек, имеющих единый тренд с оливиновыми микрогаббро локального комплекса. Ультрабазитовый тренд образуют дайковые габбронориты, микрогаббро и оливиновые микрогаббро. При этом точки габброноритов располагаются на линии тренда пород локального комплекса, а микрогаббро и оливиновые микрогаббро дают самостоятельное поле точек, отражающее их более высокую железистость.

Таким образом, для габброноритов и кварцевых долеритов ранних региональных комплексов устанавливается близость к породам локального комплекса, а все остальные, более поздние, отличаются от них по составу. Исключением являются оливин-пижонитовые микрогаббро локального комплекса, близкие по составу поздним ферродолеритам.

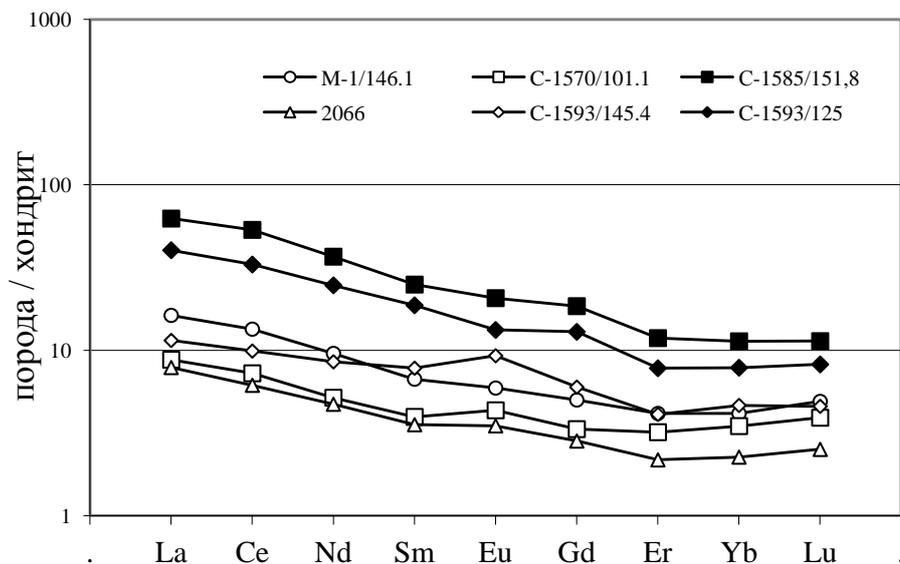


Рис.9.8. Нормированное распределение редкоземельных элементов в породах локального дайкового комплекса.

Скв. M-1/146.1 - оливиновый меланократовый габбронорит, C-1570/101.1 - габбронорит, C-1585/15.,8 - магнетитовый габброид, 2066 - гарризит, C-1593/145.4 - микрогаббро, C-1593/125 - магнетитовое микрогаббро

Аналогичные генетические взаимоотношения между породами обеих групп дайковых комплексов и интрузий устанавливаются в результате анализа нормированного распределения редкоземельных элементов (рис.9.8-9.11). В большинстве случаев дайковые породы локального комплекса аналогичны интрузивным породам. При этом породы с ультрабазитовым трендом имеют хондритовый тип распределения редкоземельных элементов. В ряду дунит -

ортопироксенит - меланонорит - дайковый меланонорит содержание редких земель постепенно увеличивается почти в 5 раз.

Дайковые и интрузивные породы анортозитового тренда обнаруживают одинаковое обогащение их редкоземельными элементами (в 6-8 раз по сравнению с хондритом) при большем обогащении легкими - $(La/Yb)_N = 3-5$. Дайковые породы толеитового тренда - магнетитовые габбро и микрогаббро еще сильнее обогащены редкоземельными элементами (рис.9.8) и графики их распределения близки к таковым гранофиров и микрогранитов (рис.9.9).

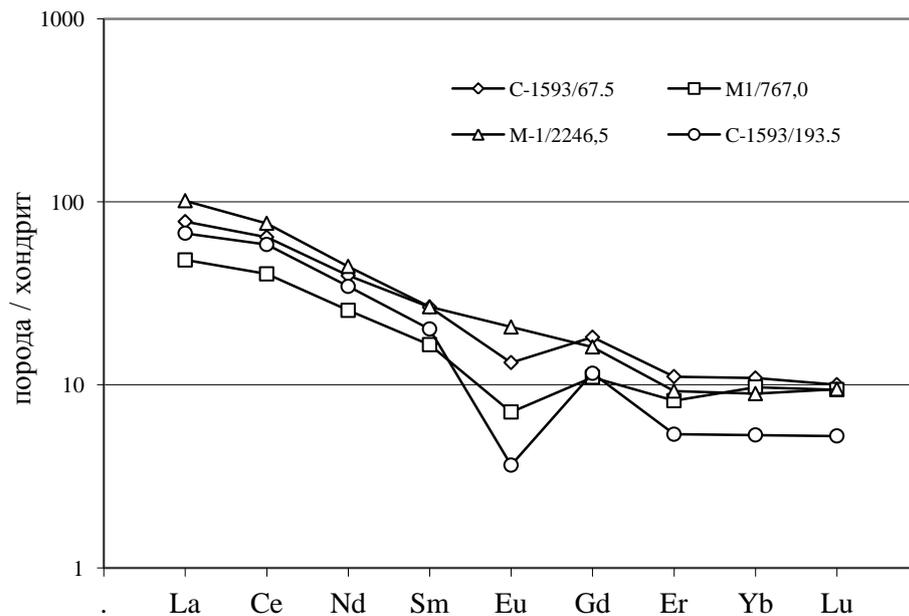


Рис.9.9. Нормированное распределение редкоземельных элементов в кислых дайковых породах.

C-1593/67.5 - микрогранофир, скв. M-1/767.0 и M-1/2246,5 - гранофиры, C-1593/193.5 - микрогранит

Это является прямым указанием на то, что котектический этап эволюции габброноритовой магмы имел место в сиалическом субстрате при участии контаминации. Сравнение нормированного содержания редкоземельных элементов в дайковых породах обеих групп показывает, что породы региональных комплексов больше обогащены редкими землями. По типу их распределения выделяются дайки толеитового тренда, породы которых характеризуются повышенным содержанием тяжелых редкоземельных элементов (рис.9.10) и дайки ультрабазитового тренда с большим наклоном графиков, обусловленным обедненностью тяжелыми редкими землями (рис.9.11). Такое различие в распределении редкоземельных элементов может быть связано с разной глубиной магмогенерации. Магмы, обедненные тяжелыми редкими землями, могли выплавляться из гранатового лерцолита на глубинах более 60 км, а обогащенные - на меньшей глубине на границе шпинелевой и плагиоклазовой зон верхней мантии (Балашов, 1976).

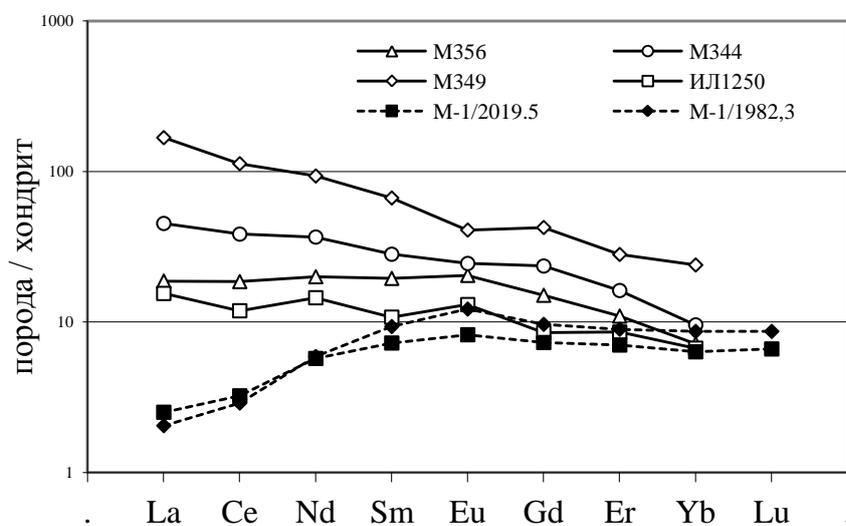


Рис.9.10. Нормированное распределение редкоземельных элементов в долеритах региональных дайковых комплексов.
 М356 - ферродолерит-II; М344 - ферродолерит-I; М349 - высокотитанистый долерит-I; ИЛ1250 - оливинный долерит палеозойского возраста; скв. М-1/2019.5 - микрогаббро оливинное и скв. М-1/1982.3 - микрогаббро тижонитовое из локального дайкового комплекса

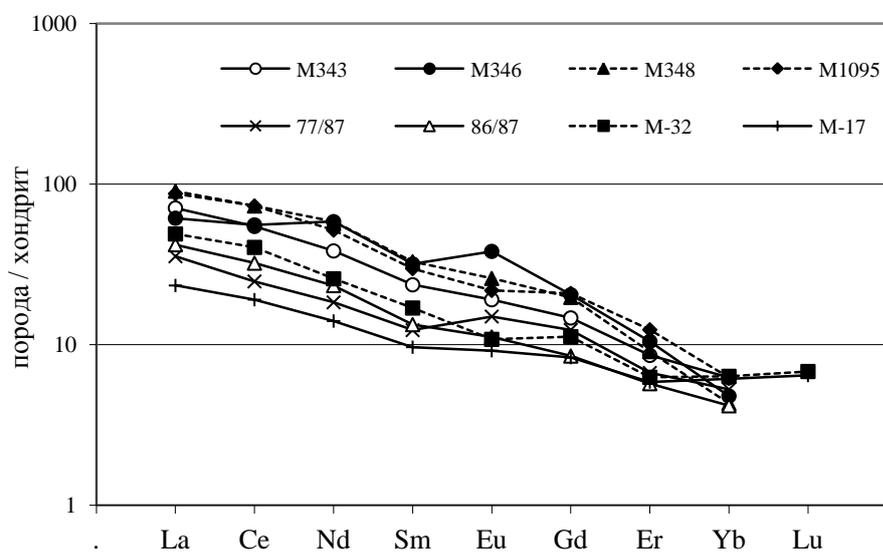


Рис.9.11. Нормированное распределение редкоземельных элементов в дайковых породах ранних и поздних (меланократового состава) региональных дайковых комплексов.
 М343 - кварцевый долерит; М346 - оливинное микрогаббро; М348, М1095 и М-32 - меланократовое микрогаббро; 77/87 - двупироксеновый долерит; 86/87 и М17 - оливинные габбронориты

9.4. Генетические взаимоотношения дайковых и интрузивных комплексов

На основе вышеприведенного фактического материала мы приходим к выводу о прямой, генетической связи дайковых пород локального комплекса с интрузивными породами Мончеплутона и Мончетундровского массива. Она определяется едиными магматическими очагами плавления мантийного субстрата и использованием одних и тех же подводящих каналов.

О положении магмоподводящего канала можно судить по концентрации даек в узкой зоне контакта Мончеплутона и Мончетундровского массива. Здесь же наблюдается максимальная глубина дна обоих массивов и сосредоточена подавляющая масса дунитовых тел, с которыми связан ограниченный по площади максимум гравитационного поля. Реситовый состав вмещающих плагиогнейсов и гиперстеновых диоритов архейского комплекса, вскрытых скважиной М-1 (глава 5), по-видимому, также определяется близостью к подводящему каналу.

На основе анализа геологических и геохронологических данных в изученном районе устанавливается следующая последовательность внедрения: Мончеплутон - Мончетундровский массив - локальный комплекс - региональные дайковые комплексы. Эта последовательность характеризуется эволюцией состава материнских магм - от примитивных мантийных к все более эволюционированным. В породах ультрабазитовой серии Мончеплутона сумма редкоземельных элементов примерно такая же как в хондрите, в габброидах Мончетундровского массива она увеличивается в 2 раза, в дайковых меланоноритах - в 4.5 раза, а габброноритах регионального комплекса - в 10 раз выше. Такая же картина устанавливается для пород толеитовой серии. В оливиновых микрогаббро первой группы сумма редкоземельных элементов в 5 раз, в ферродолеритах второй группы в 25, а в высокотитанистых долеритах в 60 раз выше, чем в хондрите.

Поступление ранних, наиболее примитивных магм происходило по вышеназванному каналу. По-видимому, он связывал массивы с промежуточными очагами или напрямую с зонами глубинной магмогенерации. На раннем этапе к поверхности поднималась магма ультраосновного состава, представляющая собой продукт высокой степени плавления мантийного субстрата. Ее сменила высокоглиноземистая основная магма габброноритового состава, которая образовалась при более низкой степени парциального плавления того же субстрата. На заключительных этапах внедрялись дайки локального комплекса, представляющие продукты эволюции магм на разных глубинах с участием процессов контаминации. Время внедрения примитивного толеитового расплава, исходного для оливиновых микрогаббро, образовавшегося на глубинах менее 60 км, трудно установить.

Образование региональных дайковых комплексов в целом не связано с локальным магматизмом Мончегорского узла, за исключением габброноритов с возрастом 2495 млн лет, которые характеризуют вместе с ним единое термальное событие. Учитывая, что дайки габброноритов являются разновозрастными (от 2.74 до 2.3 млрд лет), необходимо признать, что внедрение основных расплавов габброноритового состава происходило неоднократно. Подтверждением этого является также наличие разновозрастных толщ высокомагнезиальных вулканитов в разрезе Имандра-Варзугской зоны.

Более молодые дайковые комплексы, для которых характерно высокое содержание железа и титана, хорошо коррелируются с вулканидами, слагающими верхнюю часть разрезов карельского комплекса Печенгско-Варзугского пояса (Магматизм..., 1995). Они завершают раннепротерозойский магматизм.

Наличие большого количества разновозрастных региональных дайковых комплексов свидетельствует о перманентной магматической активности Кольского геоблока в протерозое. Такая активность определялась возбужденным перегретым состоянием подстилающей литосферы, выделяющей избыточную энергию в виде основных магм, поступающих в сиалическую кору. Теряя избыточную энергию, литосфера постепенно охлаждается. Это проявляется в смене ранних высокомагнезиальных расплавов поздними железистыми и в полном прекращении магматической деятельности к позднему протерозою (Федотов, Амелин, 1998).

Поступление мантийных расплавов в верхнюю кору стимулируется тектонической активностью. Поэтому к активной южной границе Кольского стабильного блока приурочены все локальные проявления интрузивного и линейные вулканического мантийного магматизма. Менее эффективный дайковый магматизм имеет ареальное развитие. Дайки, распространенные на южной окраине блока, имеют преимущественно северо-западное и западное простирание, параллельное его границе, а на удалении от нее ориентировка даек более разнообразная с преобладанием северо-восточной.

Одновозрастные магматические образования разных фаций в Мончегорском районе и на всей площади Кольского региона и архейского ядра Балтийского щита имеют близкие составы. Во времени они изменяются синхронно на всей площади. Это согласуется с представлением о связи эволюции раннепротерозойского магматизма с остыванием подстилающей литосферы. Глубинные расколы на границе Кольского блока связывали верхнюю кору с уровнем генерации расплавов в мантии, поэтому в локальных интрузивных комплексах и в вулканогенных толщах карелид распространены более примитивные мантийные магмы. Мантийные расплавы во внутренней части Кольского блока попадали в верхнюю кору более сложным и длительным путем. Поэтому породы региональных дайковых комплексов представляют более эволюционированные и контаминированные магматические расплавы.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Часть 1	Стр.
ВВЕДЕНИЕ.....		5
Глава 1. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ МОНЧЕГОРСКОГО РАЙОНА (Ю.Н.Нерадовский).....		9
Глава 2. ОБЩЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МОНЧЕГОРСКОГО РАЙОНА И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ (В.Ф.Смолькин).....		14
Глава 3. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ МОНЧЕГОРСКОГО РАЙОНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТРЕХМЕРНОЙ ГРАВИТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ (В.Н.Глазнев, А.Б.Раевский).....		20
3.1. Методика расчета гравитационной модели.....		20
3.2. Методика расчета плотностной модели.....		22
3.3. Результаты расчетов и их геологическая интерпретация.....		28
Глава 4. РУДОНОСНЫЙ РАССЛОЕННЫЙ МОНЧЕПЛУТОН (В.Ф.Смолькин, Ж.А.Федотов, Д.А.Орсоев, Д.Оненстеттер)....		36
4.1. Геологическое положение плутона и его протоструктура....		36
4.2. Проблема Дунитового блока.....		40
4.3. Рудный пласт «З30» горы Сопча и его происхождение.....		48
4.4. Особенности строения «критического горизонта» горы Нюд		60
4.5. Проблема габброидов предгорья Вурэчуайвенч.....		66
4.6. Общая модель формирования Мончеплутона.....		72
Глава 5. ГАББРОНОРИТ-АНОРТОЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ГЛАВНОГО ХРЕБТА (В.Ф.Смолькин, Ж.А.Федотов, Д.Оненстеттер).....		75
5.1. Геологическое строение комплекса Главного хребта.....		75
5.2. Геологическое строение и петрология Мончетундровского массива по данным изучения глубокой скважины М-1.....		77
5.3. Петро- и геохимические особенности интрузивных и дайковых пород.....		86
Глава 6. УМБАРЕЧЕНСКО-ИМАНДРОВСКИЙ ХРОМИТОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС НОРИТ-ГАББРОНОРИТОВ (Ж.А.Федотов, В.Ф.Смолькин, А.В.Мокрушин).....		98
6.1. Геологическое положение комплекса.....		98
6.2. Строение общего разреза и характеристика пород.....		101
6.3. Петро- и геохимические особенности.....		106
6.4. Хромитовое и титаномагнетовое оруденение.....		111
Глава 7. КОМПЛЕКСЫ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ БАЗИТ- УЛЬТРАБАЗИТОВ (В.В.Борисова, В.Ф.Смолькин).....		117
7.1. Геологическое положение Островской и Улитаозерской интрузий.....		117
7.2. Внутреннее строение интрузий.....		118
7.3. Петрография и геохимические особенности интрузивных пород.....		121
7.4. Сравнительный анализ с Мончеплутоном.....		131

Глава 8. РАЙНЕНЧОРСКИЙ КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ВЕРЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (В.В. Чащин).....	Стр. 133
8.1. Геологическое положение интрузий и особенности их внутреннего строения.....	133
8.2. Особенности минерального состава.....	136
8.3. Петро- и геохимические особенности пород.....	145
8.4. Характеристика газовой составляющей.....	151
8.5. Рудная минерализация.....	152
8.6. Петрогенезис и РТ-условия кристаллизации.....	152
Глава 9. ДАЙКОВЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ, СИН- И ПОСТИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ МОНЧЕГОРСКОГО РАЙОНА (Ж.А. Федотов)....	154
9.1. Классификация даек, их геологическое положение и последовательность внедрения.....	154
9.2. Петрография и минералогия дайковых пород.....	160
9.3. Геохимические особенности дайковых пород.....	163
9.4. Генетические взаимоотношения дайковых и интрузивных комплексов.....	172

CONTENT

		Page
Part 1		
INTRODUCTION		5
Chapter 1. HISTORY OF GEOLOGICAL INVESTIGATION OF THE MONCHEGORSK REGION (<i>Yu.N.Neradovsky</i>).....		9
Chapter 2. GENERAL GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE MONCHEGORSK REGION, FORMATIONAL BELONGING OF INTRUSIVE COMPLEXES (<i>V.F.Smolkin</i>).....		14
Chapter 3. DEEP STRUCTURE OF THE MONCHEGORSK REGION ACCORDING TO RESULTS OF THREE-DIMENSIONAL GRAVITATIONAL MODELING (<i>V.N.Glaznev, A.B.Raevsky</i>)		20
3.1. Design procedure of gravitational observations.....		20
3.2. Design results and interpretation.....		22
3.3. Estimation results and geological interpretation.....		28
Chapter 4. ORE-BEARING LAYERED MONCHEPLUTON (<i>V.F.Smolkin, Zh.A.Fedotov, D.A.Orsoev, D.Ohnenstetter</i>).....		36
4.1. Geological position and protostructure of the pluton.....		36
4.2. Issue of the Dunite block.....		40
4.3. Ore horizon «330» of the Sopcha Mt. and its genesis.....		48
4.4. Features of the «critical horizon» structure of the Nud Mt		60
4.5. Issue of the gabbroids of the Vurechuaivench foothills.....		66
4.6. General model of the Monchepluton evolution.....		72
Chapter 5. GABBRONORITE-ANORTHOSITE COMPLEX OF THE MAIN RIDGE COMPLEX (<i>V.F.Smolkin, Zh.A.Fedotov,</i> <i>D.Ohnenstetter</i>).....		75
5.1. Geological structure of the Main Ridge complex.....		75
5.2. Geological structure and petrology of the Monchetundra massif according to the investigations of the deep borehole M-1.....		77
5.3. Petro- and geochemical features of intrusive and dike rocks		86
Chapter 6. THE UMBARECHKA-IMADRA CHROMITE-BEARING NORITE-GABBRONORITE COMPLEX (<i>Zh.A.Fedotov,</i> <i>V.F.Smolkin, A.V.Mokrushin</i>).....		98
6.1. Geological position.....		98
6.2. Structure of the section and description of rocks.....		101
6.3. Petro- and geochemical features.....		106
6.4. Chromite and Ti-magnetite mineralization.....		111
Chapter 7. COMPLEXES OF THE SMALL BASIC-ULTRABASIC INTRUSIONS (<i>V.V.Borisova, V.F.Smolkin</i>).....		117
7.1. Geological position of the Ostrovskaya and Ulitaozero intrusions.....		117
7.2. Internal structure of the intrusions.....		118
7.3. Petrography and geochemical features of intrusive rocks.....		121
7.4. Comparative analysis with the Monchepluton.....		131

Chapter 8. THE RAYNENCHOR CLINOPYROXENITE-WERHLITE	Page
COMPLEX (<i>V.V.Chaschin</i>).....	133
8.1. Geological position and features of internal structure.....	133
8.2. Characteristics of mineral composition.....	136
8.3. Petro- and geochemical rock features.....	145
8.4. Characteristics of the gas component.....	151
8.5. Ore mineralization.....	152
8.6. Petrogenesis and PT-conditions of the crystallization.....	152
Chapter 9. DIKE REGIONAL, SYN- AND POST-INTRUSIVE	
COMPLEXES OF THE MONCHEGORSK REGION	
(<i>Zh.A.Fedotov</i>).....	154
9.1. Classification, geological position and intrusive sequence of	
dikes.....	154
9.2. Petrography and mineralogy of dike rocks.....	160
9.3. Geochemical features of dike rocks.....	163
9.4. Genetic relationships of dike and intrusive complexes.....	172

Научное издание

В.Ф.Смолькин, Ж.А.Федотов, Ю.Н.Нерадовский, Т.Б.Баянова, В.В.Борисова,
В.Н.Глазнев, А.Н.Дедюхин, Д.А.Орсоев, М.Оненстеттер, Д.Оненстеттер,
А.Б.Раевский, И.Н.Толстихин, В.В.Чашин, А.В.Мокрушин, Д.Д.Новиков,
С.В.Икорский, И.Л.Каменский, А.А.Деленицын.

РАССЛОЕННЫЕ ИНТРУЗИИ
МОНЧЕГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА:
ПЕТРОЛОГИЯ, ОРУДЕНЕНИЕ, ИЗОТОПИЯ, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ
Часть 1.

Редактор Г.Ф.Шестакова
Технический редактор В.А.Ганичев

Лицензия серия ПД №00801 от 06 октября 2000 г.

Подписано к печати 11.10.2003
Формат бумаги 60x84 1/16. Бумага офсетная. Печать офсетная.
Гарнитура Times/Syrrillis
Усл.печ.л. 15.75 (Часть 1) Заказ 8
Усл.печ.л. 15.75 (Часть 2) Заказ 9
Типаж 300 экз.

Российская Академия наук

Ордена Ленина Кольский научный центр им. С.М.Кирова
184200, Апатиты, Мурманская область, Ферсмана, 14

ЭЛЕКТРОННАЯ ВЕРСИЯ НАУЧНОГО ИЗДАНИЯ

В.Ф.Смолькин, Ж.А.Федотов, Ю.Н.Нерадовский, Т.Б.Баянова, В.В.Борисова, В.Н.Глазнев, А.Н.Дедюхин, Д.А.Орсов, М.Оненстеттер, Д.Оненстеттер, А.Б.Раевский, И.Н.Толстихин, В.В.Чашин, А.В.Мокрушин, Д.Д.Новиков, С.В.Икорский, И.Л.Каменский, А.А.Деленицын.

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. - Апатиты: изд. Кольского научного центра РАН. Часть 1. 2004. – 178 с.

ELECTRONIC VERSION OF THE SCIENTIFIC PUBLICATION

V.F.Smolkin, Zh.A.Fedotov, Yu.N.Neradovsky, T.B.Bayanova, V.V.Borisova, V.N.Glaznev, A.N.Dedyukhin, D.A.Orsoev, M.Ohnenstetter, D.Ohnenstetter, A.B.Raevsky, I.N.Tolstikhin, V.V.Chaschin, A.V.Mokrushin, D.D.Novikov, S.V.Ikorcky, I.L.Kamensky, A.A.Delenitzin.

Layered intrusions of the Monchegorsk ore region: petrology, mineralization, isotopy, deep structure. - Apatity: Kola Science Center RAS. Part 1, 2004. – 178 p.