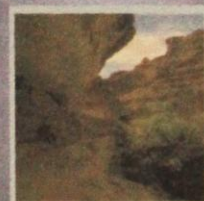


*Российская Академия Наук*  
КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
Геологический институт

**РАССЛОЕННЫЕ  
ИНТРУЗИИ  
МОНЧЕГОРСКОГО  
РУДНОГО РАЙОНА**

петрология,  
оруденение, изотопия,  
глубинное строение



---

часть 2  
Апатиты 2004

*Российская Академия Наук*

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

**Часть 2**

**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 2

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.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.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 платинометалльных 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 бадделейта, 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.Смолькин**

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 50<sup>th</sup> anniversary  
of the Geological Institute*

**LAYERED INTRUSIONS  
OF MONCHEGORSK  
ORE REGION:**

**PETROLOGY, MINERALIZATION,  
ISOTOPE, DEEP STRUCTURE**

Part 2

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.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, 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 Sopcheozero 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

---



## Глава 10

### ИЗОТОПНЫЕ U-Pb И Sm-Nd ИССЛЕДОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ И ДАЙКОВЫХ ПОРОД

---

В пределах Кольского региона широко развиты интрузивные массивы базит-ультрабазитового состава и комагматические им дайковые комплексы. Материалы геологических исследований, выполненных до 1990-х годов, не всегда давали четкий ответ о их возрастных взаимоотношениях, что в значительной мере затрудняло восстановление полной истории развития магматизма. В связи с этим с начала 1990-х годов были начаты планомерные U-Pb и Sm-Nd исследования реперных, рудоносных и потенциально рудоносных интрузивных массивов и комагматических им даек (Новые данные..., 1990; Tolstikhin et al., 1992; Митрофанов и др., 1993; Balashov et al., 1993; Смолькин и др., 1993а; Mitrofanov et al., 1995; Amelin et al., 1995, 1996; Huhma et al., 1996а,б; Баянова и др., 1999; Каталог..., 2002). Эти исследования были продолжены в пределах Мончегорского района, что позволило установить или уточнить изотопный возраст всех основных типов рудоносных и потенциально-рудоносных интрузий и разнообразных дайковых комплексов, а также выявить особенности мантийных для них источников.

#### 10.1. Выделение и изучение акцессорных минералов

Представительные пробы весом от 50 до 150 кг отбирались из естественных обнажений или керн буровых скважин. Опробовались преимущественно средне- или крупнозернистые слабометаморфизованные породы, типичные для выбранной части разреза массивов или характеризующие дайковые и жильные фации.

В сепарационной группе Геологического института проводилось дробление проб, а затем с помощью электромагнитов разной мощности и тяжелых жидкостей были выделены концентраты циркона и бадделеита. В отдельных случаях дополнительно выделялись монофракции рутила и плагиоклаза. На Sm-Nd исследования отбиралась навеска весом около 200 мг из отквартованной части растертых в пудру проб. Дубликаты всех проб предварительно исследовались атомно-абсорбционным, спектральным и рентгено-флюоресцентным методами в Геологическом институте КНЦ РАН и методом ICP-MS во Франции (г.Нанси) для анализа содержаний порообразующих компонентов, рудогенных и редких (включая редкоземельные) элементов (табл.10.1).

Для U-Pb анализа из концентратов сотрудниками лаборатории геохронологии и геохимии изотопов отбирались под биноклем навески от 0.2 до 2 мг циркона и бадделеита, от 2 до 3 мг - рутила и плагиоклаза. Для анализа выбирались самые сохранные зерна, с характерным алмазным блеском и отсутствием видимых признаков трещиноватости, примазок, включений, дефектов и микротрещин. Изучение внутреннего строения зерен минералов и зональность выполнялось в иммерсионных жидкостях, с помощью которых изучалась зональность, микротрещиноватость, газово-жидкие включения, окрашенность и другие отличительные особенности выделенных популяций. Каждая популяция (около 100-200 единичных зерен) охарактеризована фотографиями в проходящем свете в иммерсионных жидкостях и для них составлялись детальные описания формы, размера и строения зерен. Для определения дефектов в зернах циркона, состава примазок и включений в нем других минералов отдельные пробы изучались с помощью микрозонда MS Cameca-46.



Таблица 10.1

Содержание петрогенных компонентов, рудных и рассеянных элементов  
в геохронологических пробах Мончегорского района, в мас.%, ppm

№ пробы	M-1	M-2	M-6	M-7	M-9	M-12	M-14	M-16	M-38	M-42	M-52	86/87
SiO <sub>2</sub>	49.01	52.22	53.02	55.62	51.83	52.44	54.85	52	63.37	50.77	64.53	52.81
TiO <sub>2</sub>	0.31	0.14	0.19	0.54	0.13	0.15	0.15	0.11	1.32	0.36	0.42	0.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.61	13.84	14.95	12.91	9.49	16.36	5.33	27.78	14.87	15.01	13.51	11.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.34	2.27	2.72	3.65	2.65	2.38	1.24	0.83	2.72	2.49	1.07	1.01
FeO	10.56	5.34	5.69	6.58	8.31	4.77	8.31	1.28	4.93	5.24	4.56	7.68
MnO	0.14	0.13	0.16	0.16	0.19	0.13	0.18	0.04	0.11	0.14	0.08	0.13
MgO	13.67	10.68	8.52	4.93	17.26	7.48	22.13	1.28	2.18	8.52	4.4	14.25
CaO	7.54	10.16	11	8.05	5.35	10.83	4.52	12.37	3.85	12.43	3.66	6.74
Na <sub>2</sub> O	1.57	1.95	2.12	2.86	0.83	2.39	0.75	3.21	2.87	0.98	2.97	1.9
K <sub>2</sub> O	0.32	0.17	0.18	1.02	0.12	0.3	0.21	0.25	2.52	0.035	2.78	0.92
H <sub>2</sub> O-	0.35	0.54	0.4	0.8	0.62	0.56	0.56	0.28	0.2	0.1	0.11	0.2
H <sub>2</sub> O+	1.03	1.8	0.92	1.52	2.57	1.59	1.33	0.51	0.44	3.26	1.79	1.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.01	0.01	0.14	0.01	0.01	0.01	0.12	0.29	0.06	0.16	0.12
CO <sub>2</sub>	0.25	0.18	0.06	0.49	0.1	0.15	0.1	0.1	0.43	0.07	0.44	0.43
S	3.15	0.05	0.04	0.03	0.52	0.02	0.01	0.11	0.01	0.06	0.07	0.2
F	0.009	0.008	0.007	0.026	0.007	0.009	0.009	0.006	0.098	0.007	0.065	0.027
Cl	0.008	0.032	0.005	0.18	0.04	0.02	0.035	0.01	0.009	0.012	0.006	0.004
Сумма	100.92	99.52	99.99	99.51	100.03	99.59	99.72	100.29	100.22	99.54	100.62	99.83
Cu, ppm	4200	120	70	190	1700	120	52	36	27	72	99	60
Ni	4300	260	200	48	670	180	590	32	20	170	280	600
Co	180	47	43	41	100	39	69	7	13	48	29	50
Cr	1500	1000	8.6	9.9	640	26	2100	56	54	68	770	2300
V	120	100	110	170	130	140	120	46	140	160	110	130
Ga	11	14	9.2	21	9.4	19	7	23	18	16	27	
Ge	1.1	1	1.3	1.1	2	1.3	1.1	0.9	1.8	1.2	1.4	
Ag	1	0.2	0.1	0.2	0.65	0.15	0.19	0.1	0.17	0.09	0.09	
Zn	58	50	59	120	170	59	87	18	86	62	83	
Nb	2.2	0.7	0.6	6.3	0.5	0.4	0.7	3.2	9	3	9	12
Zr	56	20	21	116	12	16	13	14.6	297	40	160	72
Sr	161	244	252	306	128	0.9	0.7	0.6	255	250	154	179
Y	11	6	8.1	21	3.7	6.6	5	3.9	28	3	17	10
Rb	7	3.2	3.2	36	4.6	9.3	7.4	4.5	45	3	106	36

ПРИМЕЧАНИЕ. M1 - оруденелый пегматоидный кварцевый норит, гора Травяная; M2 - габбронорит-пегматит, гора Нюд, Терраса; M6 - габбронорит, гора Мончетундра; M7 - габбронорит-пегматит, Островской массив; M9 - дайковый норит крупнозернистый, Лойпишнюн, скв.1720; M12 - дайковый габбронорит крупнозернистый,

Дунитовый блок, скв.1518; M14 - дайковый меланонорит крупнозернистый, Дунитовый блок, скв. 1586; M16 - анортзит, гора Эбручорр; M38 - кварцевый диорит гранофировый, массив Ярва-Варака; M38 - гранофировый кварцевый диорит, массив Ярва-Варака; M42 - метагаббронорит крупнозернистый, предгорье Вурэчуайвенч; M52 - кварцевый диорит из дайки оливинового габбронорита, Оленегорский карьер; 86/87 - дайковый оливиновый габбронорит, Оленегорский карьер.

Для U-Pb датирования отбирались преимущественно тонкозональные длинно- и короткопризматические зерна циркона и их обломки, которые отражают природу их магматической кристаллизации. Для бадделеита характерным является отсутствие примазок и включений, но иногда наблюдалась слабая трещиноватость в краевых частях кристаллов. Особенностью большинства цирконов из изученных проб является окрашенность его зерен, преимущественно в оттенках коричневого цвета, что характеризует повышенные концентрации U. Помимо цирконов магматического происхождения, в ряде случаев анализировались ксеноморфные цирконы, захваченные из вмещающих гранито-гнейсовых пород архейских комплексов, и вторичные или измененные минералы - рутил, метаморфический циркон.

## 10.2. Химическая подготовка проб на изотопное датирование

### *U-Pb метод*

Пробы подвергались по методике Т.Кроу (Krogh, 1973) гидротермальному разложению в концентрированной 48%-й кислоте HF при температуре 205-210°C в течение 1-10 дней. Затем добавлялась 3.1N HCl для растворения фторидов при температуре 130°C в течение 8-10 ч. Навеска разделялась на две аликвоты в 3.1N HCl для измерения изотопного состава свинца и определения концентраций свинца и урана, где использовался смешанный трассер  $^{208}\text{Pb} + ^{235}\text{U}$ .

Выделение свинца и урана для изотопных исследований проводилось на анионите AG 1x8, 200-400 меш. на колонках из фторопласта. Холостое внутрилабораторное загрязнение полного анализа составляло менее 0.1 нг для свинца и 0.01-0.04 нг для урана. U-Pb исследования проводились на масс-спектрометре МИ-1201-Т, в качестве эмиттера ионов использовался силикагель. В изотопном анализе свинца погрешности определений составляли 0.15%, погрешности определений концентрации урана и свинца - 0.5 %.

Все изотопные отношения исправлены на масс-дискриминацию, полученную при изучении параллельных анализов стандартов SRM-981 и SRM-982, равную  $0.17 \pm 0.05\%$ . Погрешность в U-Pb отношениях вычислена при статистическом обсчете параллельных анализов стандартов ИГФМ-87 и принята 0.7%. Расчет координат точек и параметры изохрон обсчитывались по программам К.Людвига (Ludwig, 1991, 1999). Вычисление возрастов проведено по принятым величинам констант распада урана (Steiger, Jäger, 1977), ошибки даны на уровне  $2\sigma$ . По модели Дж. Стейси и Дж.Крамерса (Stacey, Kramers, 1975) была проведена коррекция на примесь обыкновенного свинца. Также проводилась коррекция на изотопный состав когенетичных плагиоклазов в тех случаях, где примесь обыкновенного свинца была более 10% от общего количества Pb и изотопные отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  были меньше 1000.

### **Методика двухстадийного кислотного растворения**

Валовая навеска аксессуарных минералов заливалась концентрированной плавиковой кислотой и помещалась в термостат на 4 часа при температуре 210°C. После охлаждения и удаления растворенной фазы к остатку, добавляли концентрированную плавиковую кислоту и повторно ставили в термостат до полного разложения пробы при тех же условиях. В результате такой непродолжительной кислотной обработки частично были удалены нарушенные фазы изучаемых аксессуариев и тем самым существенно снижено количество обыкновенного свинца и уменьшена степень дискордантности координат точек в U-Pb графиках.

### **Sm-Nd метод**

Перед разложением проб для определения содержаний Sm и Nd методом изотопного разбавления к навеске анализируемого образца добавлялся смешанный трассер  $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ . Образцы разлагались в смеси HF + HNO<sub>3</sub> (или + HClO<sub>4</sub>) в тефлоновых бюксах при температуре 100°C в термостате до полного растворения. Дальнейшее выделение Sm и Nd проводилось по стандартной методике двухступенчатого ионообменного и экстракционно-хроматографического разделения с использованием ионообменной смолы «Dowex» 50x8 на хроматографических колонках, где применяется 2.3 N и 4.5 N HCl в качестве элюента. Отобранные фракции Sm и Nd переводились в нитратную форму, после чего препараты были готовы к масс-спектрометрическому анализу.

Измерения изотопного состава Nd и концентраций Sm и Nd методом изотопного разбавления проводились на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом двухленточном режиме на коллекторах с использованием Re+Re и Ta+Re лент. Погрешность определений воспроизводимости 10 параллельных анализов изотопного состава Nd стандарта La Jolla = 0.511833±6 не превысила 0.0024% (2σ). Такая же погрешность получена при измерении 11 параллельных анализов нового японского стандарта Ji Nd1=0.512078±5. Ошибка в  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношениях принята при статистическом обсчете концентраций Sm и Nd в стандарте BCR и составляет 0.2% (2σ) - среднее значение из семи измерений. Холостое внутрिलाбораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm равно 0.06 нг. Расчеты параметров изохрон проводились с использованием компьютерных программ К.Людвига (Ludwig, 1991, 1999).

### **10.3. Изотопные U-Pb измерения на твердофазном масс-спектрометре Finnigan MAT-262**

Многоканальный термоионизационный масс-спектрометр Finnigan MAT-262, имеющий семь каналов, умножитель с паспортной изотопической чувствительностью по Nd меньше 2 ppm (10-4%) и квадрупольную установку (RPQ) с паспортной изотопической чувствительностью меньше 0.01 ppm (10-6), был изготовлен в Германии в 1998 г. и введен в эксплуатацию в Геологическом институте - в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов в мае 1999 г. Почти за три года эксплуатации было проведено более 2100 единичных определений изотопного состава и концентраций изотопов Pb и U, а также Sm и Nd, Rb и Sr. Для аттестации U-Pb классического метода были использованы стандарты NBS SRM-982, U-500 и стандарт циркона ИГФМ-87. Навески стандарта SRM-982 были взяты до 200 нг. Согласно руководству к эксплуатации

масс-спектрометра, они наносились вместе с силикагелем в фосфатной форме на рениевую ленту, предварительно отожженную при 4А в течение 20 минут. Все измерения изотопного состава Pb проводились в статическом режиме на коллекторах. Точность единичных анализов изотопного состава Pb находится в интервале 0.001-0.01% ( $2\sigma$ ), воспроизводимость между 12 параллельными анализами стандарта SRM-982 равна 0.025% ( $2\sigma$ ) в отношении  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Масс-дискриминация для Pb, рассчитанная по 12 анализам стандарта SRM-982, равна  $0.12 \pm 0.04\%$  на единицу массы. Точность единичных анализов для U в стандарте U-500 в отношениях  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  находится в интервале от 0.001 до 0.04%. Воспроизводимость между 13 параллельными анализами измерений стандарта NBS U-500 равна 0.011%. Рениевые ленты на U отжигались при 5А в течение 20 минут. U наносился в нитратной форме. Масс-дискриминация для U, рассчитанная по 13 анализам стандарта U-500, равна  $0.08 \pm 0.04\%$  на единицу массы.

Воспроизводимость U-Pb отношений ( $2\sigma_x$ ) рассчитывалась с использованием программы Isoplot (Ludwig, 1991). Для этого были взяты 7 навесок растертого циркона стандарта ИГФМ-87 с минимальным 0.95 мг и максимальным 19.1 мг количествами. Для 7 изученных разных навесок стандартного циркона ИГФМ-87 воспроизводимость в U/Pb отношениях вычислена в 0.5% (рис.10.1).

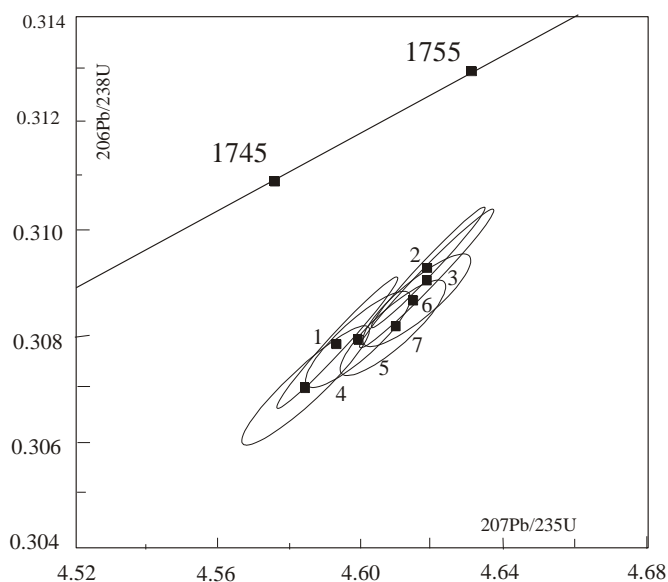


Рис.10.1. Диаграмма с конкордией для параллельных анализов цирконового стандарта ИГФМ-87

Все химические процедуры разложения стандарта ИГФМ-87 проводились согласно методике Т.Крой (Krogh, 1973) с использованием смешанного трассера  $^{208}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . Холостое загрязнение по Pb равно 0.08 нг и 0.04 нг по U. Координаты точек и расчет параметров изохрон проводились по программам (Ludwig, 1991, 1999). Использовались принятые константы распада (Steiger, Jager, 1977), ошибки даны на уровне  $2\sigma$ . Изотопный состав Pb был измерен с помощью умножителя в режиме

счета ионов. Среднеквадратичное отклонение измерений  $\sigma_x$  и стандартное отклонение среднего  $\sigma_A$  (для отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и возраста) рассчитывались с использованием компьютерной программы Isoplot, подпрограмма Histogram (Ludwig, 1991). Поскольку распределения на гистограммах не являются гауссовыми, за показатель воспроизводимости в серии параллельных измерений цирконового стандарта ИГФМ-87 принимается среднеквадратичное отношение измерений  $2\sigma_x$ , равное 0.5%.

В таблице 10.2 приведены изотопные U-Pb данные для изученных объектов.

Таблица 10.2

Изотопные U-Pb данные по циркону, бадделеиту, рутилу и плагиоклазу из базит-ультрабазитов

Проба	Навеска, мг	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца <sup>1</sup>			Изотопные отношения <sup>2</sup>		Возраст, млн лет	Rho
		Pb	U	$\frac{206\text{ Pb}}{204\text{ Pb}}$	$\frac{206\text{ Pb}}{207\text{ Pb}}$	$\frac{206\text{ Pb}}{208\text{ Pb}}$	$\frac{207\text{ Pb}}{235\text{ U}}$	$\frac{206\text{ Pb}}{238\text{ U}}$		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Проба М1. Циркон из оруденелого кварцевого норита придонной зоны, гора Травяная, Мончеплутон										
1	0.30	308.3	504.8	5778	6.0202	2.3805	10.0760	0.4458	2497	0.94
2	0.35	185.4	319.8	8358	6.0582	2.7721	9.9277	0.4402	2493	0.83
3	0.40	264.5	441.6	23762	6.1006	2.2929	9.7814	0.4342	2491	0.96
4	0.40	434.8	793.1	6273	6.0541	3.2613	9.7060	0.4314	2489	0.93
Проба М2. Бадделеит (1-2) и циркон (3-5) из габронорит-пегматита горы Нюд, Терраса, Мончеплутон										
1	0.70	93.1	198.8	9432	6.0586	103.8300	10.4643	0.4636	2495	0.90
2	0.40	170.8	364.4	3589	5.9833	50.7070	10.3199	0.4574	2494	0.89
3	0.40	117.4	183.1	4590	6.0153	1.8703	9.8274	0.4359	2492	0.90
4	0.80	187.9	308.4	13664	6.1169	1.9750	9.4740	0.4227	2483	0.99
5	0.50	152.2	252.5	5300	6.0842	1.8994	9.2129	0.4125	2477	0.99
Проба М42. Циркон и бадделеит из крупнозернистого метагабронорита предгорья Вурэчуайвенч										
Zr1	0.75	137.4	288.5	911	6.4805	2.3018	5.75090	0.34208	2228	0.99
Bd1	0.65	65.1	122.6	2080	6.5863	2.7920	8.13574	0.40516	2295	0.94
Bd2	0.80	150.1	271.4	2982	6.3099	3.2054	9.23762	0.43446	2393	0.96
Проба М12. Циркон из дайки крупнозернистого габронорита, Дунитовый блок										
1	0.45	221.4	409.6	2152	5.9237	3.5776	9.6682	0.4303	2487	0.92
2	0.30	321.7	542.6	11260	6.1264	2.2049	9.4976	0.4249	2478	0.94
3	0.50	164.9	302.4	1952	5.9508	2.5602	8.9806	0.4031	2472	0.94
1	0.45	221.4	409.6	2152	5.9237	3.5776	9.6682	0.4303	2487	0.92

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Проба М14. Бадделит (1), циркон (2-3) и рутил (4) из дайки крупнозернистого норита, Дунитовый блок										
1	0.50	5.3	10.3	1307	5.7748	12.4320	10.5720	0.4684	2494	0.65
2	0.80	358.7	309.2	13360	6.1029	0.5312	9.8622	0.4391	2486	0.78
3	0.60	321.8	362.1	3791	6.0407	0.7838	9.3919	0.4199	2479	0.86
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
4*	1.30	7.5	4.5	28	1.7085	0.8077	5.7139	0.3328	2022	0.56
<i>*Введена поправка на изотопный состав легкого плагиоклаза: <math>^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=14.041</math>, <math>^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=14.581</math>, <math>^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=35.58</math>.</i>										
Проба М9. Циркон (1-3) и рутил (4) из дайки крупнозернистого норита, участок Лойпишнюн										
1	0.40	208.8	361.8	6682	6.0672	2.6186	9.7095	0.4322	2487	0.86
2	0.55	212.0	370.2	14260	6.1003	2.5649	9.6049	0.4273	2488	0.92
3*	0.10	93.6	252.9	520	7.0421	6.2570	5.1762	0.3210	1910	0.59
4*	3.40	2.5	3.2	48	2.5417	1.2955	4.9589	0.2942	1989	0.63
<i>*Введена поправка на изотопный состав плагиоклаза: <math>^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=14.052</math>, <math>^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=14.679</math>, <math>^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=33.58</math>.</i>										
Проба М6. Циркон из трахитоидного габбронорита Мончетундровского массива, район скв. М-1										
1	0.30	436.5	693.2	5462	6.0359	2.3113	10.2692	0.4559	2491	0.93
2	0.50	140.8	226.9	18414	6.0502	2.3348	10.1759	0.4515	2480	0.97
3	0.25	206.3	347.8	7831	6.0324	2.1148	9.4867	0.4191	2499	0.97
Проба М54. Циркон из трахитоидного габбронорита Мончетундровского массива, район скв. М-1										
1	0.45	196.6	311.9	14840	6.1124	1.9269	9.74196	0.434121	2485	0.95
2	0.25	151.3	207.6	284	4.7846	1.6803	10.0961	0.444313	2506	0.24
3	0.40	72.8	118.6	6834	6.0271	2.5023	10.2721	0.454052	2498	0.93
4	0.35	374.3	587.5	18857	6.0791	2.2742	10.4022	0.460495	2496	1.00
Проба М55. Циркон из трахитоидного габбронорита Мончетундровского массива										
1	0.50	110.9	172.9	8690	6.0591	1.9737	10.0171	0.444092	2493	0.94
2	0.35	37.7	61.0	1122	5.7260	2.2170	9.82794	0.436123	2492	0.93
3	0.25	168.3	277.7	6350	6.0914	1.8221	9.15540	0.409417	2479	0.92
4	0.30	122.6	213.5	6159	6.2294	1.9243	8.64155	0.395489	2439	0.88

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Проба М16. Циркон из трахитоидного анортозита Чунатундровского массива, гора Эбрчорр										
1	0.20	80.3	138.4	2711	6.0195	3.4038	10.2162	0.4589	2471	0.83
2	2.05	122.83	214.1	4415	6.1442	3.2926	9.9990	0.4527	2455	0.37
3	0.30	141.3	251.0	5140	6.1372	3.2908	9.8310	0.4443	2461	0.88
4**	0.60	92.7	169.4	7857	6.1480	2.9699	9.3882	0.4228	2467	0.81
5	0.20	46.5	86.1	1093	5.8053	3.2423	9.2620	0.4180	2463	0.81
** Двойники циркона										
Проба М38. Бадделеит (1) и циркон (2-4) из кварцевого гранофирового диорита массива Ярва-Варака										
1	0.50	32.9	70.0	5615	6.0158	53.3090	10.4194	0.4608	2497	0.88
2	0.80	310.5	515.4	2587	5.9089	2.9118	10.4202	0.4597	2501	0.61
3	1.40	151.8	262.7	4838	5.9895	3.1873	10.2415	0.4519	2501	0.81
4	0.70	273.2	472.5	4586	5.9970	3.1828	10.2168	0.4518	2497	0.81
Проба М7. Бадделеит (1-2) и циркон (3-4) из габбронорит-пегматита Островского массива										
1	0.45	28.6	63.9	1825	6.1619	29.6100	9.3500	0.4311	2405	0.70
2	0.55	36.3	83.7	3377	6.3456	42.0380	9.2100	0.4248	2389	0.83
3	0.45	336.4	694.8	9420	6.3777	3.7973	8.4714	0.3953	2407	0.85
4	0.35	89.1	187.6	3701	6.3750	2.9416	7.7559	0.3667	2384	0.83
Проба М52. Бадделеит (1-2) и циркон (3) из кварцевого диорита (центр дайки оливинового габбронорита), Оленегорский карьер										
1	0.70	64.9	238.5	5715	6.4208	25.2740	5.4930	0.2642	2385	0.79
2*	0.20	80.4	160.3	346	5.0476	8.0739	9.4147	0.4221	2474	0.66
3	0.40	77.8	137.6	4133	5.6954	10.3870	11.4630	0.4817	2583	0.56
*Введена поправка на изотопный состав плагиоклаза: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.96\pm 0.02$ ; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=14.99\pm 0.09$ ; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.36\pm 0.02$ .										

<sup>1</sup>Отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.1 нг по Рb и 0.04 нг по U, и на масс-дискриминацию 0.12±0.04%.

<sup>2</sup>Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели Дж.Стейси и Дж.Крамерса (Stacey, Kramers, 1975).

## 10.4. Результаты U-Pb анализа и их обсуждение

### *Мончеплутон, интрузивные породы*

Мончеплутон сложен ультраосновными и основными породами, в которых U-содержащие акцессорные минералы (циркон, бадделеит) отсутствуют или содержатся в виде редких знаков. Относительно повышенное их количество было выявлено в крупнозернистых интрузивных, дайковых и жильных образованиях, которые и были выбраны для изотопного датирования.

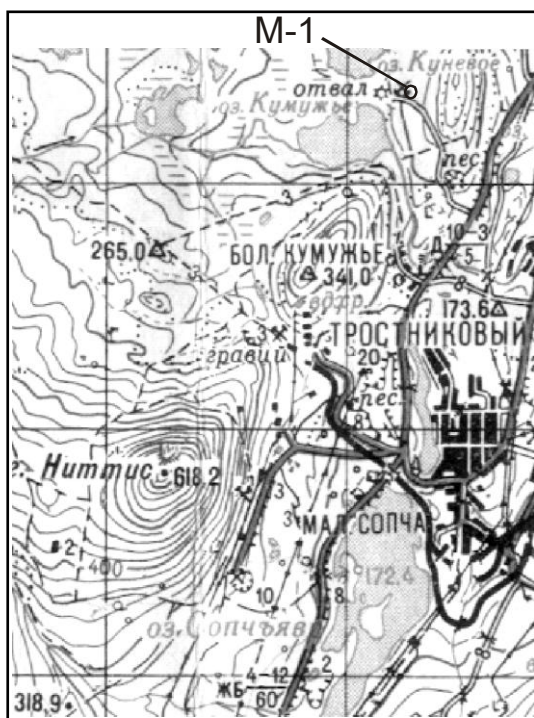


Рис.10.2. Географическая схема расположения места отбора пробы М1

Для реконструкции истории формирования собственно Мончеплутона пробы отбирались из пород основного состава, залегающих на различных уровнях общего разреза - из базальной зоны, «критического» горизонта и предгорья Вурэчуайвенч, тем самым было обеспечено геохронологическое датирование породных ассоциаций различного возраста. Общая схема геологической привязки геохронологических проб приведена на рис.4.1.

Проба М1 отобрана из рудного отвала шахты № 5, расположенной в подножье горы Травяная (рис.10.2, 10.3). В опробованных глыбах преобладает оруденелый кварцевый норит базальной (или придонной) зоны северо-восточной камеры Мончеплутона. Порода обладает грубозернистой или пегматоидной структурой и такситовой текстурой. Главными минералами являются (об. %): плагиоклаз (60% An) - 34.4, ортопироксен ( $f = 22\%$ ) - 40.6 и диопсид ( $f = 23\%$ ) - 11.6. В интерстициях встречается микропегматитовый агрегат кварца и кислого плагиоклаза, а также кварц и биотит. Акцессорные минералы - апатит, титаномагнетит и пирит.



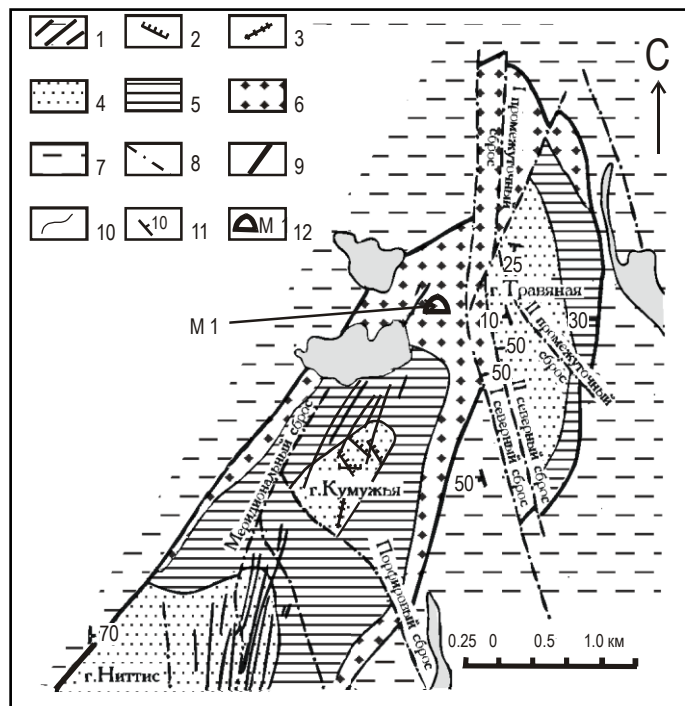
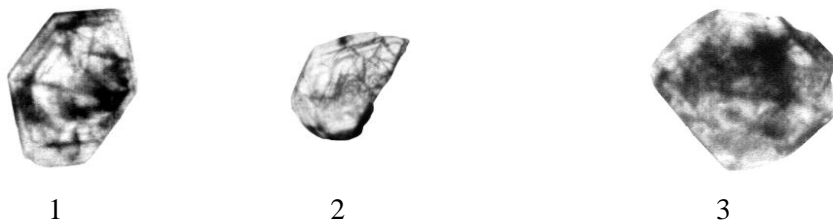


Рис.10.3. Схема геологического строения северо-восточного фланга Мончеплутона.

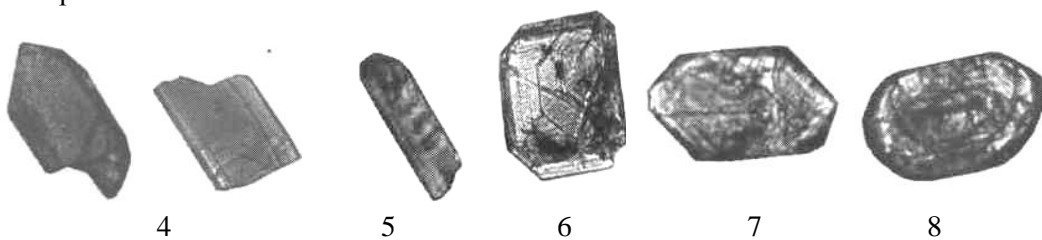
1 - сульфидные медно-никелевые жилы; 2 - дайки метадолеритов; 3 - дайки лампрофиров; 4 - ортопироксениты; 5 - чередование ортопироксенитов, оливиновых ортопироксенитов и гарцбургитов; 6 - гарцбургиты; 7 - гнейсы и амфиболиты архейского комплекса; 8 - тектонические нарушения; 9 - геологические границы интрузии; 10 - границы зон интрузивных пород; 11 - элементы залегания; 12 - место отбора пробы М1

По химическому и нормативному составу (табл.10.1) порода отвечает кварцсодержащему нориту с повышенным содержанием серы и рудных элементов. Вес пробы равен 81.1 кг, содержание циркона в виде концентрата достигает 306 мг, он представлен четырьмя близкими по своим свойствам разновидностями. Две из них представлены крупными незональными кристаллами изометрического или короткопризматического облика желто-коричневого и коричневого цвета, а две другие - обломками этих кристаллов (рис.10.4).

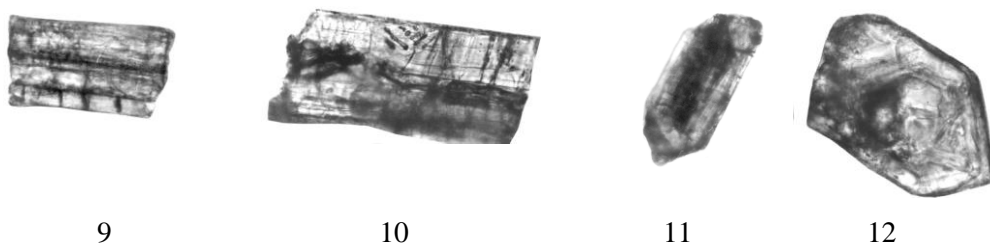
Для четырех разновидностей циркона из оруденелого кварцевого норита придонной зоны горы Травяная (М1) получен дискордантный U-Pb возраст циркона, равный  $2507 \pm 9$  млн лет, СКВО = 0.5, нижнее пересечение дискордии с конкордией равно нулю, что отвечает современным потерям свинца при процессах гипергенеза (рис.10.5). Данный возраст является наиболее древним для пород Мончеплутона.



Цирконы первой (1), второй, третьей (2) и четвертой (3) разновидностей из пробы М1.



4-5 - пластинчатые и пирамидальные бадделеиты, 6-8 - цирконы из пробы М2.



9-10 - бадделеиты, 11-12 - цирконы из пробы М42.

*Рис.10.4. Морфологические особенности цирконов и бадделеитов из интрузивных пород придонной зоны горы Травяная (проба М1), «критического» горизонта горы Нюд (проба М2) и предгорья Вурэчуайвенч (проба М42) (фотографии в проходящем свете)*

Проба М2 характеризует пегматитовые жильные образования габброноритового состава, залегающие в пределах верхней части «критического» горизонта горы Нюд или месторождения Терраса (рис.10.6, 10.7). Жилы имеют сложную морфологию - от гнезд неправильной формы до пологопадающего тела с многочисленными апофизами во вмещающие породы. Проба отобрана из гнездового обособления из средней части горизонта, вблизи контакта с роговиками. Опробованная порода сложена (об.%) плагиоклазом (62% An) - 45, ортопироксеном ( $f = 25\%$ ) - 26 и клинопироксеном ( $f = 21\%$ ) - 17.5, а также кварцем, гранофиром, апатитом и рудными фазами. По химическому и нормативному составу (табл.10.1) она отвечает мезократовому кварцевому габбронориту. Вес пробы равен 60.5 кг, содержание циркона и бадделеита составляет 80 мг.

Циркон представлен тремя разновидностями, бадделеит - двумя (рис.10.4). Циркон наблюдается в виде прозрачных хорошо ограненных, короткопризматических или изометрических со сглаженными ребрами зерен,

окрашенных в светлоржавные тона, однородных или реже с тонкой магматической зональностью. Бадделейт образует пластинчатые и таблитчатые однородные по внутреннему строению кристаллы, иногда содержащие на отдельных гранях примазки.

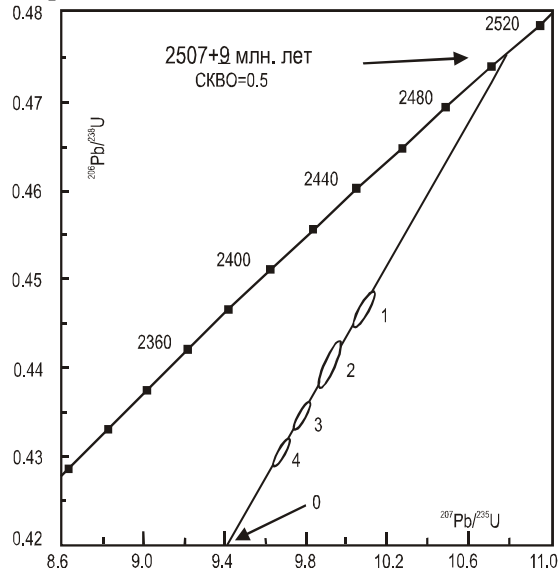


Рис.10.5. U-Pb диаграмма с конкордией для четырех популяций циркона из оруденелого крупнозернистого кварцевого норита, проба M1

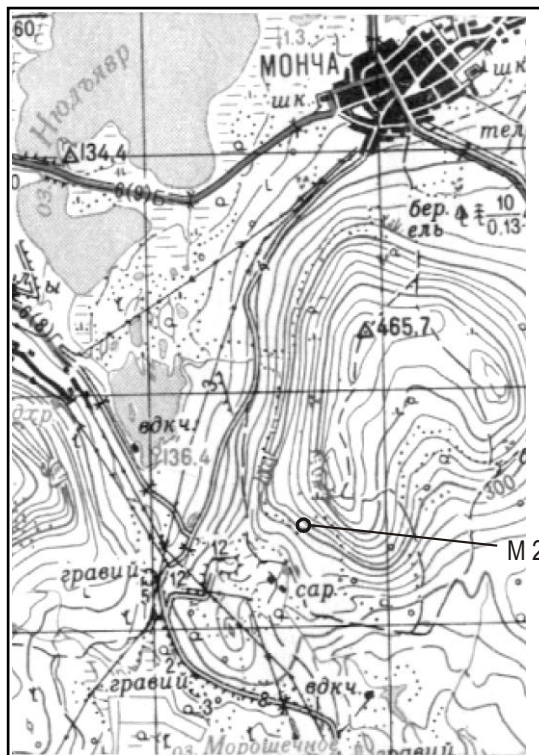


Рис.10.6. Географическая схема расположения места отбора пробы M2

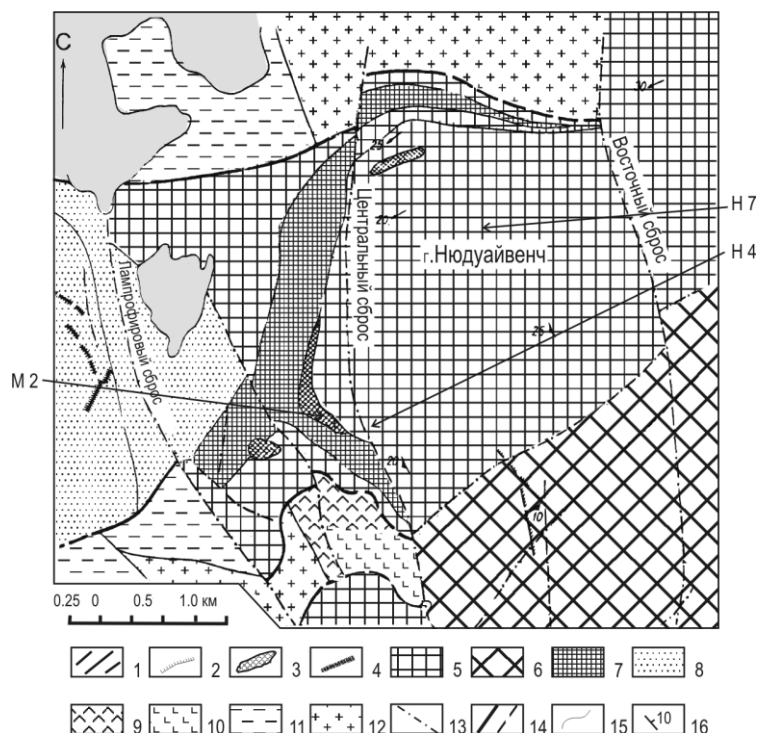


Рис.10.7. Схема геологического строения горы Нюд.

1 - сульфидные медно-никелевые жилы; 2 - дайки метадолеритов и лампрофиров; 3 - породы «критического» горизонта горы Нюд; 4 - рудные пласты горы Сопча; 5 - нориты; 6 - придонные и приконтактовые кварцевые и кварц-биотитовые нориты и габбронориты; 7 - оливиновые нориты; 8 - ортопироксениты, плагиоортопироксениты; 9 - кварцевые диориты и 10 - метагаббро 10-й аномалии; 11 - контактовые роговики и разнообразные гнейсы, амфиболиты архейского комплекса; 12 - диориты, гранодиориты; 13 - тектонические нарушения; 14 - установленные и предполагаемые контакты плутона; 15 - границы зон интрузивных пород; 16 - элементы залегания. На плане показано место отбора пробы М2, а также проб Н4 и Н7 из работы (Tolstikhin et al., 1992)

U-Pb изохрона, построенная по двум точкам бадделеита и трем точкам циркона из пробы М2, имеет возраст, равный  $2500 \pm 5$  млн лет, СКВО = 1.7, нижнее пересечение равно  $349 \pm 81$  млн лет (рис.10.8), которое соответствует времени палеозойской активизации. Одна из точек располагается вблизи конкордии.

Циркон из пегматита «критического» горизонта горы Нюд был исследован также Ю.В.Амелиным (Amelin et al., 1995) в лаборатории университета Альберта (Канада). Монофракция циркона была предоставлена Т.Б.Баяновой. U-Pb возраст циркона, определенный по четырем точкам, равен  $2504.4 \pm 1.5$  млн лет, СКВО = 0.08, нижнее пересечение равно  $388 \pm 101$  млн лет.

Хорошая воспроизводимость результатов, полученных в разных изотопных лабораториях, позволяет надежно определить время формирования пегматитовых образований и тем самым, верхнюю возрастную границу формирования (или закрытия U-Pb системы) восточной камеры Мончеплутона.

Помимо пегматитов, ранее были исследованы цирконы из двух проб (Д11, Д12) габброноритов горы Нюд, перекрывающих горизонт. U-Pb возрастные данные для циркона из этих проб равны  $2493 \pm 7$  млн лет, СКВО = 0.21 (Balashov et al., 1993). Необходимо отметить, что в пределах аналитических ошибок измерений, возрастные данные имеют близкие значения.

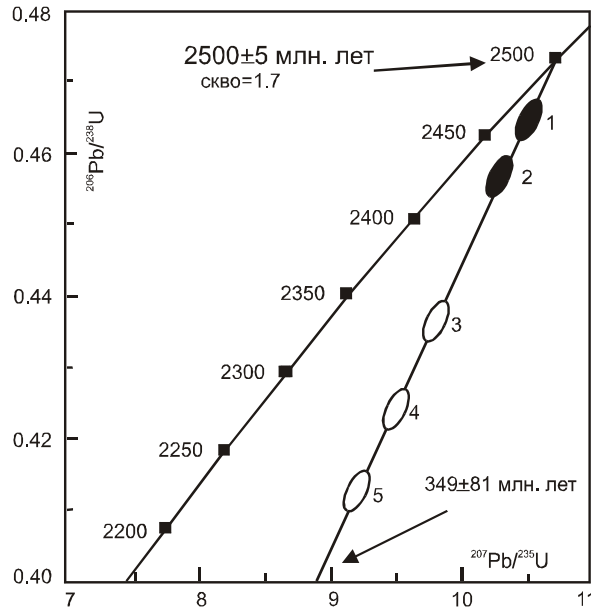


Рис.10.8. U-Pb диаграмма с конкордией для бадделеита (1-2) и циркона (3-5) из габбронорит-пегматита «критического» горизонта горы Нюд, Терраса, проба М2

Проба М42 отобрана из коренных обнажений, вскрывающих верхнюю часть разреза массива предгорья Вурэчуай-венч, и характеризует уровень рудоносного (платиносодержащего) горизонта (рис.4.20). Проба отобрана из слоя крупнозернистых (пегматоидных) метагабброноритов мощностью около 0.5 м, залегающих между габбро-анортозитами (внизу) и среднезернистыми метагабброноритами (вверху). Порода сильно метаморфизованная, плагиоклаз сосюритизирован и хлоритизирован, а пироксены амфиболизированы. Структура породы нематобластовая, реликтовая офитовая. По ортопироксену развивается волокнистый агрегат амфибола с прямым погасанием, а клинопироксен замещается псевдоморфно актинолитом. В обоих случаях псевдоморфозы имеют гомоосевой облик. В редких случаях сохраняются реликты клинопироксена. Интерстиции между зернами плагиоклаза часто выполнены кварцем. Рудный минерал, первоначально представленный титаномагнетом, замещен лейкоксеном. Минеральный состав породы (об.%): сосюритизированный плагиоклаз - 50, амфиболизированный клинопироксен - 25, амфиболизированный ортопироксен - 15-20, кварц - 5-7, лейкоксен по титаномагнетиту - 1.

Габбро-анортозит (или лейкогаббро), подстилающий опробованный горизонт, представляет собой мелкозернистую существенно плагиоклазовую породу с микропегматитовым агрегатом кварца и калиевого полевого шпата в интерстициях. Реже встречаются мелкие интерстиционные зерна актинолита, слагающие псевдоморфозы по клинопироксену. Метаморфический парагенезис свидетельствует о преобразовании всех пород разреза в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Вес пробы равен 102 кг, содержание концентрата циркона и бадделеита - 28 мг. Циркон представлен полупрозрачными светло-коричневыми кристаллами с повышенным количеством СаО, бадделеит - пластинчатыми неоднородными зернами с трещиноватостью; часть из них образует сростки с цирконом (рис.10.4).

Две точки бадделеита и одна - циркона образуют изохрону с U-Pb возрастом, равным  $2497 \pm 21$  млн лет, СКВО = 0.02, нижнее пересечение равно  $1746 \pm 41$  млн лет (рис.10.9), что соответствует возрасту регионального метаморфизма свекофеннского этапа. Эти данные хорошо согласуются с результатами геологических исследований, согласно которым породы предгорья Вурэчуайвенч надстраивают общий разрез Мончеплутона и не оторваны по времени от основного этапа его становления (глава 4).

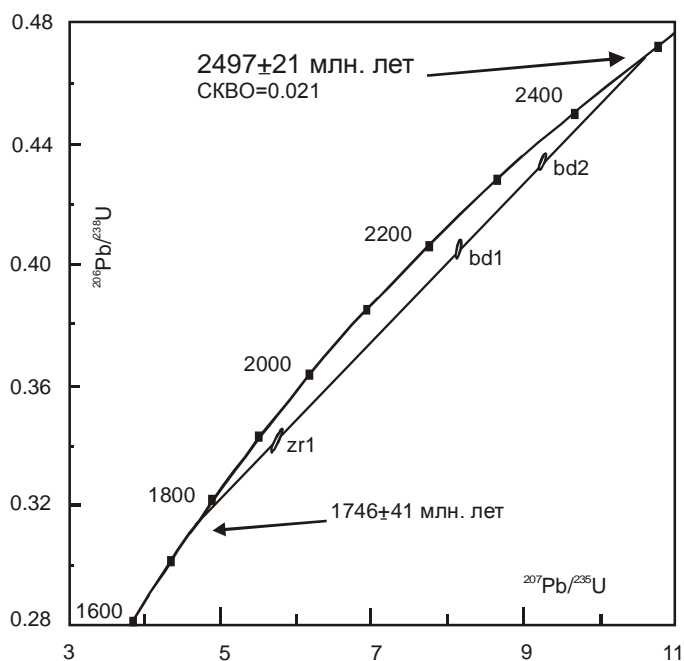


Рис.10.9. U-Pb диаграмма с конкордией для бадделеита (bd) и циркона (zr) из крупнозернистого метагаббронорита рудного горизонта предгорья Вурэчуайвенч, проба М42

### Мончеплутон, дайковые породы

В пределах Мончегорского района широко развиты дайки основного состава, часть из которых являются комагматическими Мончеплутону и Мончетундровскому массиву, часть - вулканитам Имандра-Варзугской зоны. Для наших целей наибольший интерес представляют дайки первой группы, изучение которых позволяет определить верхний возрастной предел становления Мончеплутона. Наиболее крупное их скопление установлено в зоне сочленения двух камер Мончеплутона или в пределах Дунитового блока, вмещающего Сопчеозерское месторождение хромитов, а также на участке Лойпишнюн. Здесь буровыми скважинами были пересечены многочисленные крупные, крутопадающие дайкообразные тела, секущие как ультрабазиты, так и содержащую в них рудную залежь Сопчеозерского месторождения. Они сложены крупнозернистыми габброноритами, магнетитовыми габброидами и меланократовыми норитами - ортопироксенидами. Для геохронологических исследований были выбраны наиболее крупные дайкообразные тела (пробы М12, М14, М9), геологическая их привязка приведена на рис.4.1 (глава 4), а географическая - на рис.10.10.

Проба М12 отобрана из керна скв. 1518 (инт. 58-143 м), пробуренной в северо-западной части Сопчеозерского месторождения. Дайка сечет дуниты месторождения и содержит его ксенолиты, в свою очередь она пересекается маломощной дайкой метадолерита (инт. 128.5-130 м). Преобладающей породой является амфиболизированный мезократовый средне- и крупнозернистый габбронорит с массивной или такситовой текстурой и офитовой структурой. Порода сложена крупными зернами интенсивно амфиболизированного пироксена и лейстами плагиоклаза, агрегатом гранофира, а также зернами апатита, биотита и титаномагнетита. В нормативном составе присутствуют плагиоклаз (61% An) - 53.2, ортопироксен - 17.4, клинопироксен - 16.6, кварц - 4.8. По химическому и нормативному составу (табл.1.2) она отвечает габбронориту нормальной щелочности. Вес пробы - 80 кг, содержание циркона составляет 15 мг. Циркон представлен обломками призматических трещиноватых кристаллов, окрашенных в светло-коричневатые тона (рис.10.11).

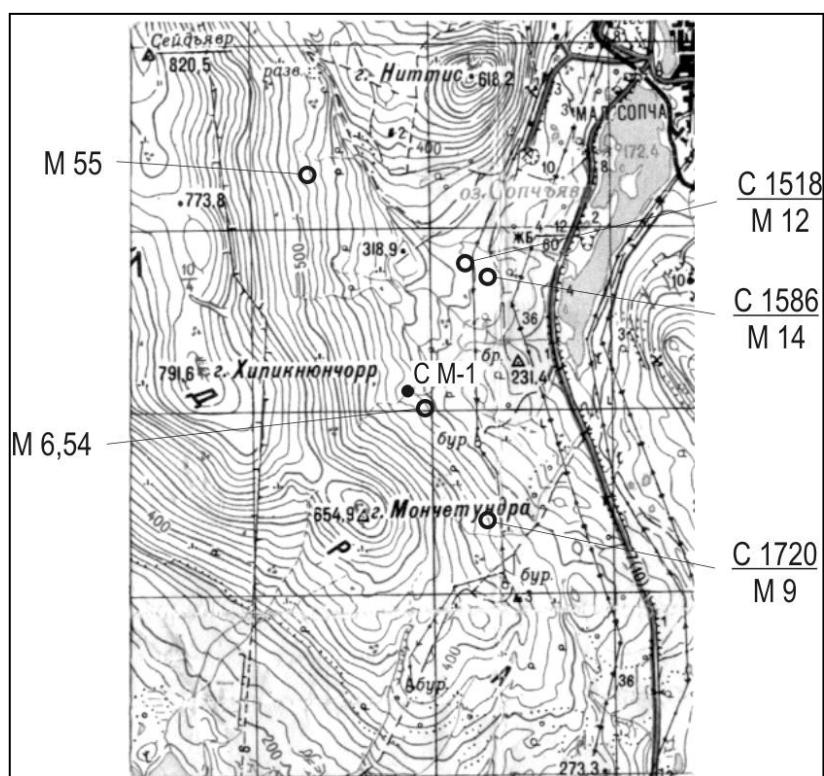
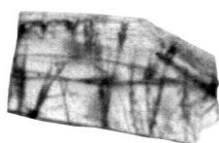


Рис.10.10. Географическая схема расположения мест отбора проб в пределах Дунитового блока, участка Лойтшинюн и гор Мончетундра-Хипикюнчорр

U-Pb возраст, полученный на основе анализа трех разновидностей циркона, равен  $2506 \pm 10$  млн лет, СКВО = 0.32, нижнее пересечение отражает современные потери свинца и равно нулю (рис.10.12). Полученные данные близки к возрасту норитов придонной зоны (M1) и пегматитов «критического» горизонта (M2), что свидетельствует об относительно небольшом временном интервале становления Мончеплутона.



1



2

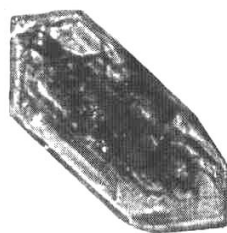


3

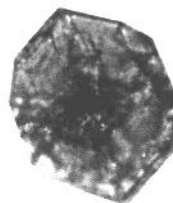
1-3 - цирконы из дайкового крупнозернистого габбронорита (проба М12)



4



5



6

4-6 - цирконы из дайковых крупнозернистых меланократовых норитов (1-2, проба М14) и норитов (3, проба М9).



7



8



9

7-8 - бадделеиты, 9 - циркон из дайки оливиновых габброноритов (проб М52).

*Рис.10.11. Морфологические особенности в проходящем и отраженном свете цирконов и бадделеитов из дайковых пород Дунитового блока (пробы М12, М14), участка Лойпишюн (проба М9) и района Оленегорского карьера (проба М52)*

Проба М14 характеризует дайковые меланократовые нориты, прорывающие дуниты и хромититы, и вскрытые скважинами 1586, 1572, 1562, 1564 и 1709. Проба М14 отобрана из скв. 1586 (инт. 63-125 м). Она сложена гигантозернистым агрегатом короткопризматических кристаллов ортопироксена или инвертированного пижонита, размером от 0.5 до 5 см, между которыми располагаются мелкие зерна основного плагиоклаза (54-76% An), клинопироксена и реже гранофира. Плагиоклаз и клинопироксен (авгит) часто образуют крупные ойкокрсты. Аксессуарные минералы представлены апатитом и рутилом, рудные - титаномагнетитом. По химическому и нормативному



составу (табл.10.1) порода отвечает меланократовому нориту. Вес пробы - 102 кг, содержание циркона - 27 мг. Циркон представлен двумя разновидностями - призматическими, хорошо ограненными полупрозрачными и непрозрачными незональными кристаллами и изометрическими зернами со слабо выраженной внутренней зональностью (рис.10.11). В пробе также содержатся редкие зерна бадделеита призматического габитуса.

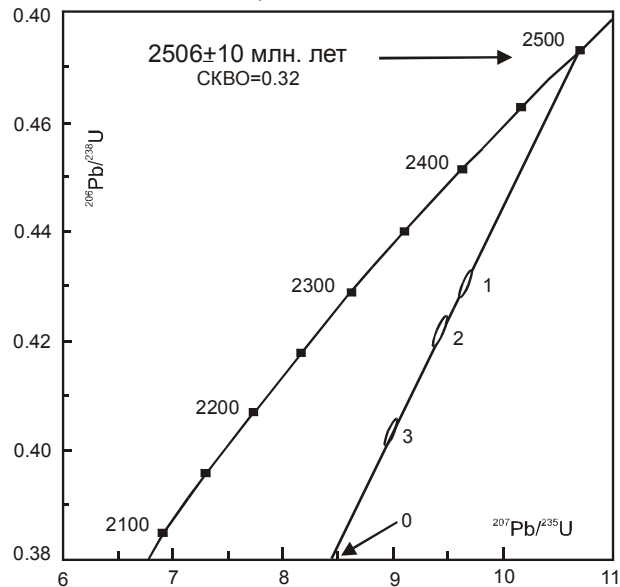


Рис.10.12. U-Pb диаграмма с конкордией для трех популяций циркона из крупнозернистой габброноритовой дайки, секущей ультрабазиты Дунитового блока, скв.1518, проба M12

Изохронный U-Pb возраст бадделеита и двух разновидностей циркона равен  $2496 \pm 14$  млн лет,  $\text{СКВО} = 0.01$ , при нижнем пересечении  $313 \pm 271$  млн лет (рис.10.13). Необходимо отметить, что координаты точек бадделеита находятся на конкордии в пределах ошибок измерений.

Проба M9 отобрана из керна скв. 1720 (инт. 10-174 м), вскрывшей дайковые породы и габброиды Мончетундровского массива, разделенные зоной ультрабластомилонитов. Состав дайковых пород варьирует от меланократовых норитов до плагиопироксенитов, структура их гипидиоморфнозернистая при четком идиоморфизме ортопироксена по отношению к плагиоклазу, а плагиоклаза - к клинопироксену. Они содержат большое количество шлиров и жилообразных обособлений крупнозернистых или пегматоидных норитов и габброноритов, материал которых резко преобладает в пробе. Шлиры сложены преимущественно амфиболизированными пироксенами, основным плагиоклазом (80% An) и агрегатом гранофира, вмещающие породы (об.%) ортопироксеном - 50-85, основным плагиоклазом - 5-25, клинопироксеном - 5-20 и кварцем - 2-5. Из рудных минералов постоянно присутствуют титаномагнетит и сульфиды, из вторичных - рутил. Для пироксенов характерными являются инверсионные структуры, обусловленные наличием пластинчатых образований в плоскости [001] в авгите и линзовидно-каплевидных - в ортопироксене. По химическому и нормативному составу (табл.10.1) порода отвечает

кварцосодержащему меланократовому нориту или плагиоортопироксениту нормальной щелочности. Вес пробы - 36.2 кг, содержание циркона - 1.5-2 мг. Циркон слагает обломки кристаллов призматического или изометрического облика со слабо выраженной зональностью, окрашенных в коричневатые тона (рис.10.11). В пробе содержится рутил, а также редкие зерна метамиктного циркона с бледнокремовой и желтоватой окраской.

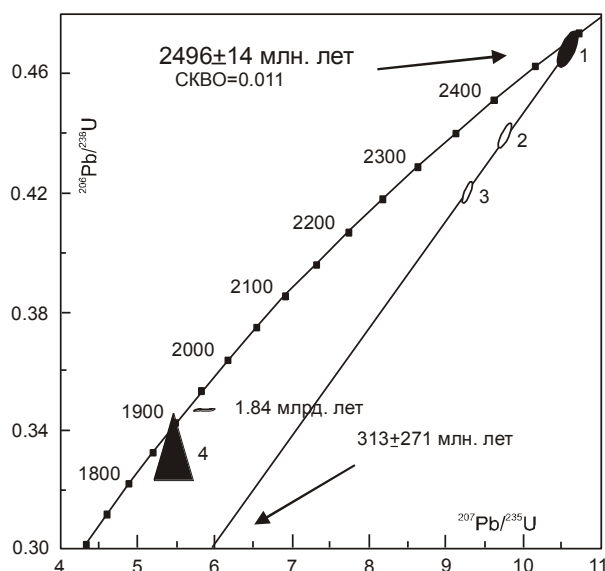


Рис.10.13. U-Pb диаграмма с конкордией для бадделеита (1), циркона (2-3) и вторичного рутила из дайки крупнозернистых меланократовых норитов, секущей ультрабазиты Дунитового блока, скв.1586, проба М14

Изохронный U-Pb возраст двух разновидностей циркона равен  $2487 \pm 12$  млн лет, СКВО = 0.81, нижнее пересечение отражает современные потери свинца и равно нулю (рис.10.14). Возраст метаморфического циркона и рутила значительно моложе - 1.88 млрд лет, что относительно близко по времени к начальной стадии регионального метаморфизма свекофеннского этапа.

Завершая рассмотрение данных по дайковым комплексам основного состава, секущими породы Мончеплутона и их вмещающие образования, мы можем сделать следующие выводы: 1) время формирования даек колеблется в относительно узких пределах - от 2506 до 2487 млн лет; 2) внедрение даек крупнозернистых пород основного состава сближено по времени с формированием пород Мончеплутона; 3) ареал их распространения намного превышает площадь Мончеплутона и тем самым косвенно свидетельствует о возможном нахождении на площади Мончегорского района не вскрытых эрозией расслоенных интрузий; 4) определение времени внедрения даек основного состава, секущих Дунитовый блок, ставит жесткие ограничения на интерпретацию геологического положения ультрабазитов блока - они не могут внедряться после формирования и остывания Мончеплутона.

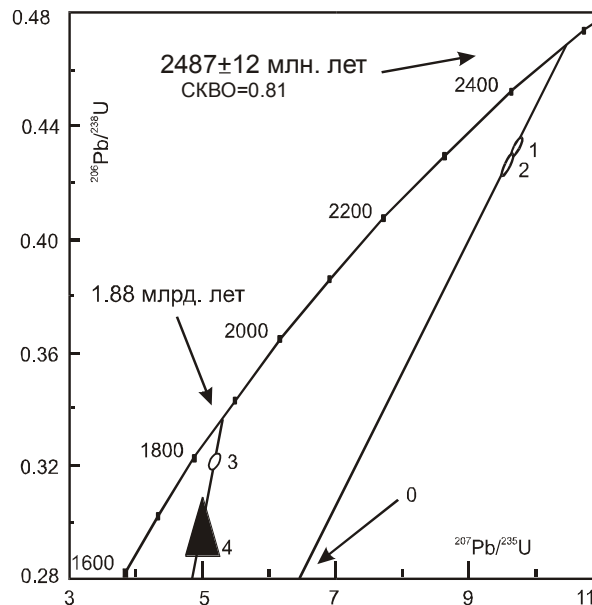


Рис.10.14. U-Pb диаграмма с конкордией для магматического (1-2) и метаморфического (3) циркона и вторичного рутила (4) из дайки крупнозернистых меланократовых норитов участка Лойпшишюн, скв. 1720, проба М9

### Дайки габброноритов

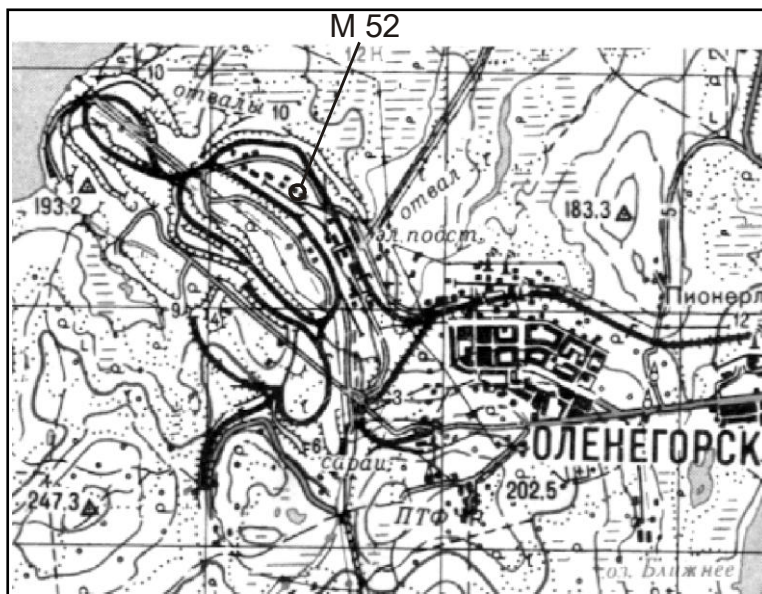
При изучении расслоенных интрузий Северной Карелии, Северной Финляндии и Северной Печенги было обнаружено, что в их обрамлении широко развиты комагматические дайки габброноритового состава (Alarjetti et al., 1990; Amelin et al., 1995, 1996; Магматизм..., 1995). Поиски аналогичных даек были выполнены и в Мончегорском районе. С этой целью были опробованы крупные дайки габброноритов, секущие породы архейского комплекса и расположенные на удалении от Мончеплутона - на участке Приозерное (проба М17) и в Оленегорском железорудном карьере (проба М52). В пробе М17 циркон содержится в незначительном количестве и поэтому она оказалась не пригодной для датирования. Для дайки из Оленегорского карьера были получены принципиально важные результаты, необходимые для реконструкции ареала основного магматизма.

**Проба М52.** Дайка мощностью около 70 м, вскрытая Оленегорским карьером (рис.10.15), имеет субвертикальное падение и северо-восточное простирание. В северо-восточном борту карьера она характеризуется четко симметрично зональным строением: центр сложен кварцевым диоритом, а краевые зоны - оливиновым габброноритом с постепенными переходами между ними. На противоположном борту карьера дайка имеет однородное строение и сложена габброноритом.

Оливиновый габбронорит сложен (об.%): основным плагиоклазом (лабрадором) - 45-50, ортопироксеном - 15-25, авгитом - 10-20, оливином - 5-10, кварцем - 1-3, биотитом - 3, титаномagnetитом - 2-3. Структура породы гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилоофитовой и коронитовой. По

нормативному составу порода является переходной между оливинсодержащим габброноритом и габбро (табл.10.1).

Для датирования была отобрана проба из среднезернистого метаморфизованного кварцевого диорита. Его минеральный состав (об.%): плагиоклаз (андезин) - 40, кварц - 20, микроклин - 16, амфибол, биотит и хлорит - 21, титаномагнетит - 2.5 и апатит - 0.5. Структура породы гипидиоморфнозернистая с гранофиновой матрицей, которая представляет собою микрогранофиновый агрегат микроклина и кварца, располагающийся между идиоморфными таблитчатыми зернами плагиоклаза. Биотит ассоциирует со скелетными зернами титаномагнетита. По химическому и нормативному составу (табл.10.1) порода относится к кварцевому диориту с повышенным содержанием ортоклазового минала.



*Рис.10.15. Географическое положение места отбора пробы М52 в Оленегорском карьере*

Из пробы были выделены концентраты циркона и бадделеита общим весом 5 мг. Бадделеит образует уплощенно-пластинчатые, хорошо ограненные кристаллы светло-коричневого цвета или удлиненные кристаллы с примазками кварца; циркон имеет плохую сохранность и представлен ксеногенным типом зерен со следами частичного растворения и метамиктного изменения (рис.10.11).

Изохронный U-Pb возраст бадделеита, определенный по двум точкам, равен  $2495 \pm 13$  млн лет, нижнее пересечение -  $386 \pm 36$  млн лет (рис.10.16). U-Pb возраст ксеногенного циркона равен 2.58 млрд лет. Полученный результат подтверждает гипотезу о синхронном формировании расслоенных интрузий и комагматических им даек габброноритового состава.

Из анализа пространственного расположения даек следует, что магматизм сумийского этапа охватил значительную площадь Мончегорского района и прослеживается на значительном от Мончеплутона удалении преимущественно в северо-восточном направлении (рис.2.1).

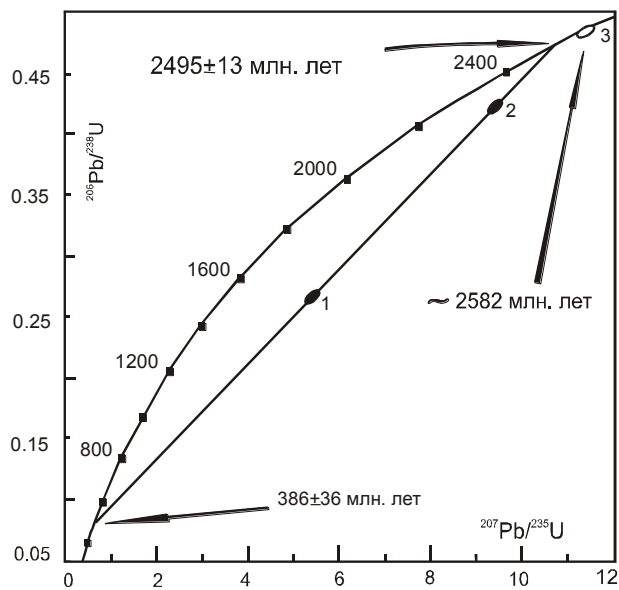


Рис.10.16. U-Pb диаграмма с конкордией для бадделеита (1-2) и ксеногенного циркона (3) из кварцевого диорита, слагающего центральную часть дайки оливинового габбронорита, секущей железистые кварциты Оленегорского месторождения, проба М52

### ***Интрузии габбронорит-анортозитов Главного хребта***

Время формирования габбронорит-анортозитов Главного хребта ранее было определено на основании изучения циркона из пяти проб лейкогаббро и пегматоидных габбро-анортозитов, отобранных на восточном склоне горы Мончетундра, из ее верхней и средней части общего разреза (Митрофанов и др., 1993). U-Pb возраст  $2453 \pm 4$  млн лет (две пробы) интерпретировался как время внедрения габброанортозитов,  $2406 \pm 3$  млн лет (три пробы) - как время метаморфического преобразования. Близкий возраст, но с большей ошибкой определения ( $2463 \pm 25$  млн лет), был получен для аналогичных пород сотрудниками ИГГД (Вревский, Левченко, 1992).

Мончетундровский массив имеет сложное строение и состав. В его разрезе выделяются две зоны: верхняя, сложенная преимущественно амфиболизированными габброноритами и габбро-анортозитами, и нижняя зона, вскрытая скв. М-1, в которой наряду с габброноритами широко развиты нориты и плагиопироксениты (глава 5). Для датирования была выбрана средняя часть верхней зоны, в пределах которой залегает четко выраженный горизонт слабоизмененных трахитоидных средне-крупнозернистых габброноритов, не затронутых катаклизом.

*Проба М6, М54.* Пробы отобраны в 200 м на восток от устья скважины М-1 из естественного обнажения, в 500 м ниже по склону от вершины горы Мончетундра (рис.10.10). Минеральный состав породы варьирует в следующих пределах (об.%): основной плагиоклаз-лабрадор - 50-60, авгит - 20-30, ортопироксен - 5-20, кварц - 2-5, микрогранофир < 1, титаномагнетит - 1, ильменит, титанит и апатит. Для пироксенов характерными являются

инверсионные структуры распада: авгит содержит тонкие пластинки в плоскости [001], ортопироксен - мелкие линзовидные, каплевидные или изогнутые, закономерно ориентированные включения авгита. Порода имеет крупнозернистую, гипидиоморфнозернистую и габбро-офитовую структуры с элементами пойкилитовой при четком идиоморфизме основного плагиоклаза по отношению к пироксенам. В интерстициях располагается поздний, более кислый плагиоклаз, на границе которого с ортопироксеном развивается реакционная амфиболовая кайма. Характерным для породы является темносерый цвет, обусловленный многочисленными включениями рудных минералов в плагиоклазе. По химическому и нормативному составу (табл.10.1) порода отвечает кварцсодержащему габбронориту нормальной щелочности. Вес пробы М6 составляет 140.5 кг, пробы М54 - 138.5 кг. Содержание циркона составляет соответственно 9 и 8 мг. В двух пробах выделены от четырех до пяти разновидностей циркона и одна разновидность бадделеита. Цирконы представлены удлиненно-призматическими (до игольчатой), короткопризматическими и изометрическими зернами со сглаженными вершинками и их обломками, окрашенными в коричневатые тона, часть из которых имеет тонкую внутреннюю зональность с 3-5 зонами (рис.10.17).

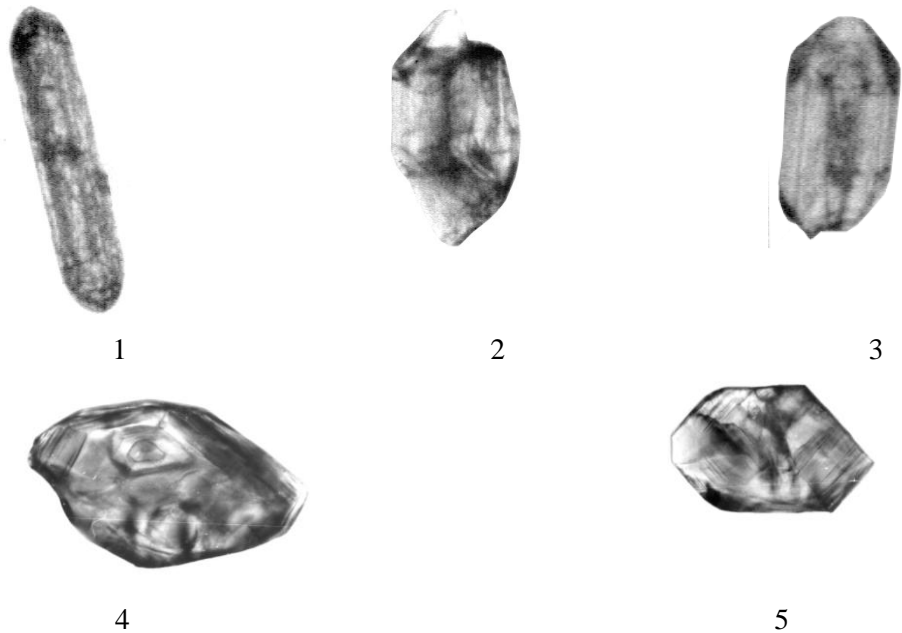
Нижнее пересечение равно нулю и отвечает современным потерям свинца. Расчет всей совокупности данных по двум пробам позволил получить U-Pb возраст, равный  $2501 \pm 8$  млн лет, СКВО = 3, нижнее пересечение  $449 \pm 255$  млн лет (рис.10.18).

*Проба М55.* Данная проба была отобрана в средней части разреза верхней зоны Мончетундровского массива, на восточном склоне горы Хипикнюрчорр, на левом берегу ручья, впадающего в Пентландитовый ручей. Она располагается в 1.5 км на северо-восток от проб М6 и М54 (рис.10.10) и характеризует тот же горизонт.

Порода представляет собою среднезернистый габбронорит темносерой до черной окраски, свидетельствующей о максимальной сохранности первичномагматических особенностей породы и максимальном ее удалении от разломов, с приближением к которым габбронориты обычно осветляются и рассланцовываются. Ее минеральный состав (об.%): основной плагиоклаз (62% An) - 50, ортопироксен - 25, клинопироксен - 25, в небольшом количестве < 1% присутствует титаномagnetит. Зерна ортопироксена буроватой окраски имеют структуру распада с причудливыми очертаниями включений клинопироксена. Клинопироксен окрашен в серый цвет и обладает очень тонкой пластинчатой структурой распада. Плагиоклаз неравномерно окрашен в буроватые тона из-за микроскопических включений магнетита. Амфибол, замещающий пироксены, составляет менее 10% объема породы. Структура породы габбро-офитовая.

По химическому и нормативному составу (табл.10.1) порода отвечает кварцсодержащему габбронориту нормальной щелочности. Вес пробы - 128.7 кг, содержание циркона составляет 4 мг. Циркон представлен относительно крупными кристаллами изометрической формы, со сглаженными вершинками, окрашенными в коричневатые тона или их обломками (рис.10.17). Часть зерен обладает тонкой внутренней зональностью магматического типа.

Изохронный U-Pb возраст циркона трех типов из пробы М55 равен  $2505 \pm 6$  млн лет (три точки), СКВО = 0.3, нижнее пересечение равно  $373 \pm 106$  млн лет (рис.10.19).



1-5 - цирконы из габброноритов восточного склона горы Мончетундра, скв. М-1 (пробы М6, М54)



6-7 - цирконы из габбронорита восточного склона горы Хипикнюрчорр (проба М55)

*Рис.10.17. Морфологические особенности цирконов из габброидов Мончетундровского массива - пробы М6-54, М55 (фотографии в проходящем свете)*

Таким образом, возраст габброноритов из средней части разреза верхней зоны Мончетундровского массива по данным изотопного U-Pb анализа циркона варьирует в пределах 2505-2501 млн лет, что перекрывается с возрастом пегматоидных пород из придонной зоны НКТ и «критического» горизонта горы Нюд, но моложе возраста пород предгорья Вурэчуайвенч.

*Проба М16.* Главный хребет сложен несколькими интрузивными массивами, взаимоотношение между которыми является предметом многолетних дискуссий. Для решения вопроса о возрастных взаимоотношениях Мончетундровского и Чунатундровского массивов, пространственно разобщенных и разделенных крупными тектоническими нарушениями, помимо проб М6, М54 и М55 была отобрана проба М16 на восточном склоне горы Эбрчорр, горизонталь 285 м, западнее северного окончания оз.Сейдозера (рис.10.20).

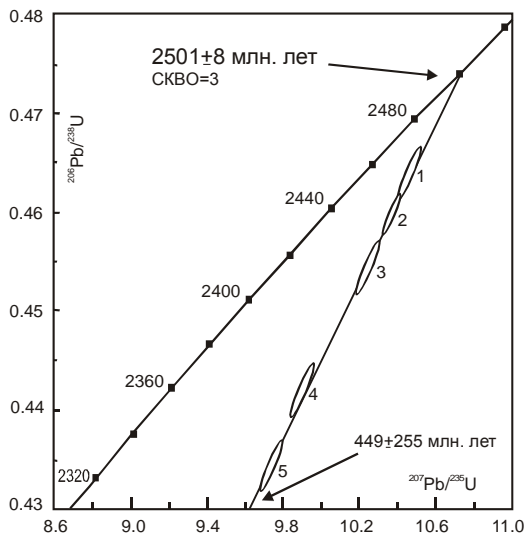


Рис.10.18. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из трахитоидного габбронорита верхней части разреза Мончетундровского массива, пробы М6 и М54, вблизи устья скв. М-1

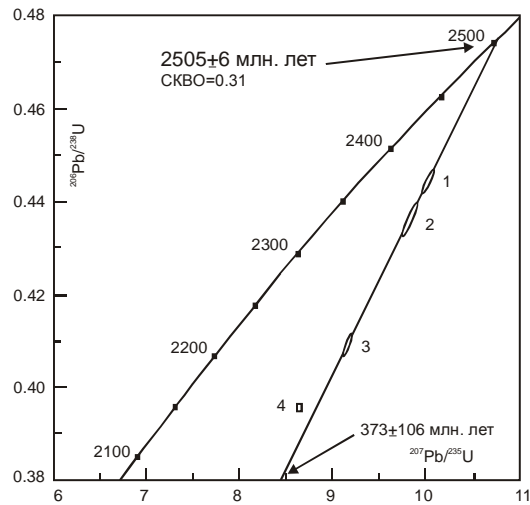


Рис.10.19. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из трахитоидного габбронорита верхней части разреза Мончетундровского массива, проба М55, северо-восточный склон горы Хирикнюрчорр

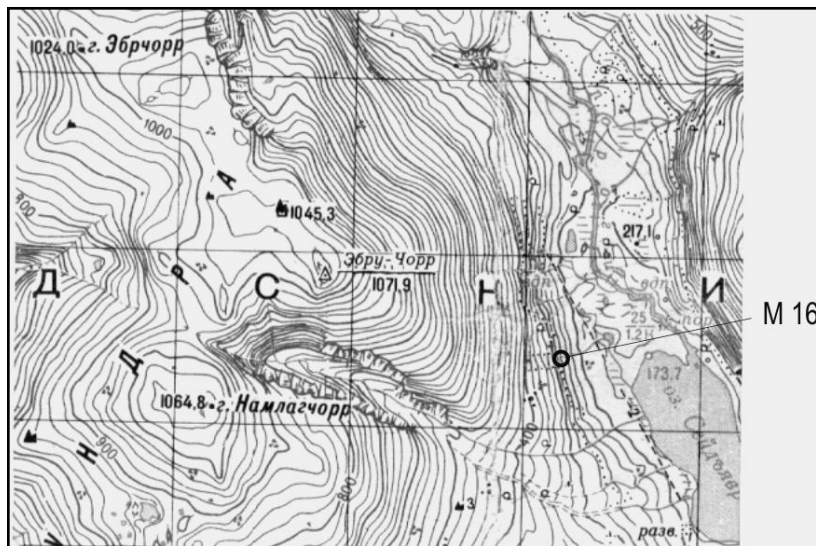


Рис.10.20. Географическое расположение места отбора пробы М16

На месте отбора пробы по мнению Б.А.Юдина (1980) залегает крупное дайкообразное тело анортозитов длиной 14 км и мощностью до 1.5 км. По данным наших исследований, анортозиты являются частью расслоенной серии Чунатундровского массива. Порода темноокрашенная, структура ее средне-



крупнозернистая, гипидиоморфнозернистая, текстура трахитоидная с элементами катакластической.

Минеральный состав (об. %): плагиоклаз (лабрадор) - 85, ортопироксен - 8, авгит - 5, кварц - 1, ильменит, титаномагнетит, биотит, апатит и рутил. Плагиоклаз представлен темноокрашенными таблитчатыми кристаллами размером от 0.5 до 1.5 см и мелкозернистым агрегатом светлоокрашенных зерен, являющихся продуктом катаклаза. Пироксены располагаются в интерстициях и обладают инверсионными структурами распада твердого раствора. Зерна авгита частично замещены по краям гомоосевым агрегатом актинолита. По химическому и нормативному составу (табл.10.1) порода отвечает анортозиту. Вес пробы - 83 кг, содержание циркона - 82 мг. Циркон представлен близкой к изометрической форме кристаллами розоватого или коричневатого цвета без зональности (рис.10.17).

Изохронная U-Pb диаграмма, построенная по пяти точкам цирконов, отражает возраст, равный  $2467 \pm 7$  млн лет, СКВО = 1.4, нижнее пересечение соответствует современным потерям свинца (рис.10.21). Циркон первой разновидности располагается на U-Pb диаграмме вблизи конкордии.

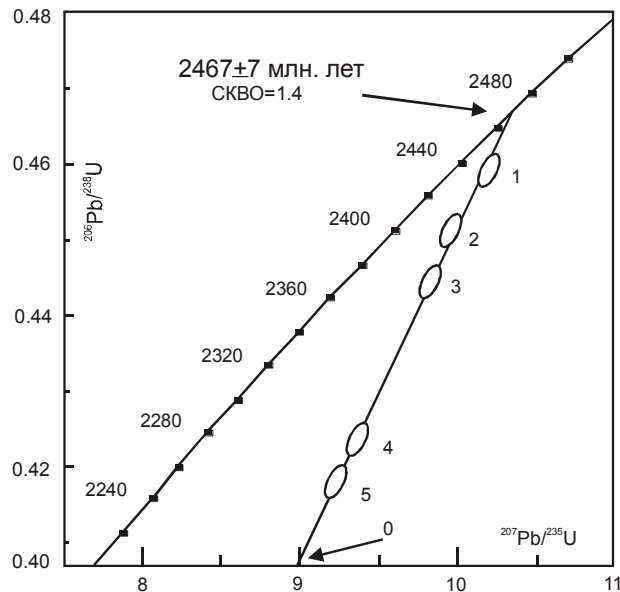


Рис.10.21. U-Pb диаграмма с конкордией для пяти популяций циркона из трахитоидного габбро-анортозита Чунатундровского массива, горы Эбрчорр, проба M16

Эти данные свидетельствуют, что основные породы из средней части Чунатундровского массива формировались позднее, чем породы из верхней зоны Мончетундровского массива. С учетом авторских данных по Мончетундровскому массиву, формирование пород Главного хребта находится в пределах 2505-2467 млн лет. Ранее полученные данные -  $2453 \pm 4$  млн лет (Митрофанов и др., 1993; Mitrovanov et al., 1995) могут характеризовать возраст анортозитов Мончетундры как второй дополнительной фазы Главного хребта. Такой вариант возможен, но геологические доказательства, подтверждающие более позднее время формирования анортозитов в настоящее время, отсутствуют и этот вопрос требует дальнейших исследований.

### **Интрузии Ярва-Варака и оз.Островское**

В пределах Мончегорского рудного района, а также на территории, расположенной севернее, широко развиты интрузии базит-ультрабазитов относительно небольшого размера (Островская, Пивнус, Ярва-Варака, Улитаозерская и др.). С ними не связаны промышленные месторождения, однако в ряде случаев они содержат сульфидную минерализацию. Интрузии сопоставлялись либо с Мончеплутоном, либо с Мончетундровским массивом и в зависимости от этого относились к потенциально рудоносным или безрудным. Для проверки этих предположений изучались интрузии Ярва-Варака и оз.Островское, которые пространственно разобщены и сложены породами различного состава.

### **Интрузия Ярва-Варака**

Интрузия Ярва-Варака расположена северо-западнее от Мончеплутона (рис.10.22). Она представляет собою массив неправильной формы размером на плане 1.7х2.2 км и мощностью до 2 км, частично перекрытый мореней. Ее

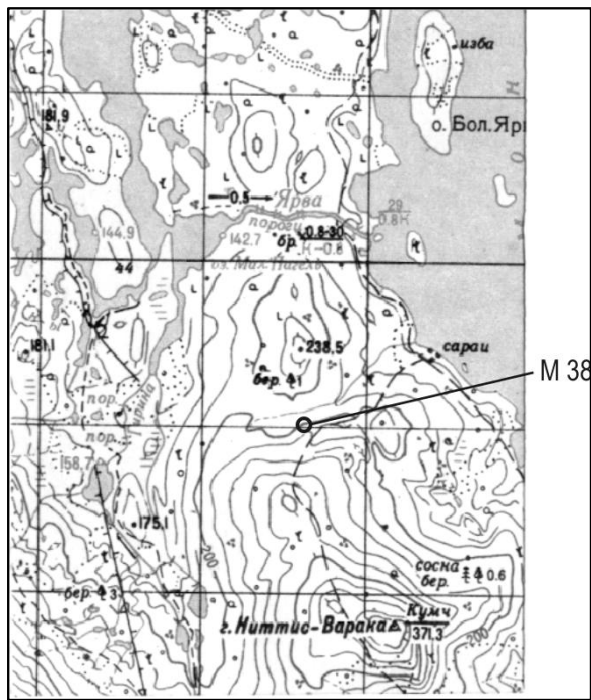


Рис.10.22. Географическое расположение места отбора пробы М38, массив Ярва-Варака

строение осложнено субвертикальными разрывными нарушениями, контакты имеют крутое падение. Кровля интрузии сложена мигматизированными гнейсами кольско-беломорского комплекса. В строении интрузии принимают участие породы от кислого до основного состава. Основная часть ее сложена гранофировыми пироксеновыми диоритами, в поле развития которых наблюдаются небольшие участки кварцевых диоритов и гранофировых норитов (Докучаева, Борисова, 1974). Роль последних увеличивается с глубиной.

Пространственно и, возможно, генетически с гранофировыми диоритами связаны меланократовые

граниты. В южной части интрузии залегают относительно крупные тела лейкократовых мелкозернистых плагиомикроклиновых гранитов. Интрузивные породы пересечены дайками долеритов и лампрофиров, а также жилами кварц-полевошпатового состава.

*Проба М38.* Проба отобрана из естественного обнажения из верхней части разреза массива Ярва-Варака, сложенного породами среднего состава с гранофировой структурой. Порода имеет средне-крупнозернистое строение, массивный облик, структура ее гипидиоморфнозернистая, гранофировая, участками пойкилитовая. Минеральный состав (об.%): основной плагиоклаз (40-50% An) - 40, кварц - 25, микроклин - 15, ортопироксен ( $Wo_2 En_{45}Fs_{53}$ ) - 10, биотит - 5, титаномagnetит - 4, апатит - 1. Гранофир или микропегматит, приуроченный к интерстициям между идиоморфными таблитчатыми зернами плагиоклаза, сложен агрегатом микроклина и червеобразных вростков кварца. Биотит ассоциирует с титаномagnetитом и часто его обрастает. Пироксен в незначительной степени замещен актинолитом, а плагиоклаз - серицитом. По химическому и нормативному составу (табл. 10.1) порода отвечает кварцевому диориту с повышенным содержанием ильменита и апатита. Вес пробы - 62 кг, содержание циркона составляет около 1 г, бадделеита - 10 мг. Циркон представлен удлиненно-призматическими кристаллами с хорошо выраженной огранкой и различной окраской - от бесцветной до розовато-коричневой и их обломками, отдельные кристаллы характеризуются зональностью (рис.10.23). Бадделеит образует удлиненно-пластинчатые кристаллы, иногда сростающиеся с цирконом.

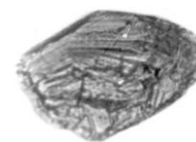
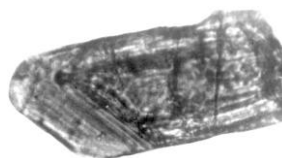
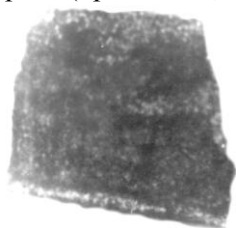


1

2

3

1 - бадделеит, 2-3 - цирконы из гранофировых кварцевых диоритов массива Ярва-Варака (проба М38)



4

5

6

4-6 - цирконы из габбронорит-пегматита массива оз. Островское (проба М7)

*Рис.10.23. Морфологические особенности бадделеитов и цирконов из интрузивных пород массивов Ярва-Варака (проба М38) и оз.Островское (проба М7). Фотографии в проходящем и отраженном свете*

Изохронный U-Pb возраст, определенный по одной точке бадделеита и трем точкам циркона, равен  $2496 \pm 9$  млн лет, СКВО = 0,9, нижнее пересечение отражает современные потери свинца (рис.10.24).

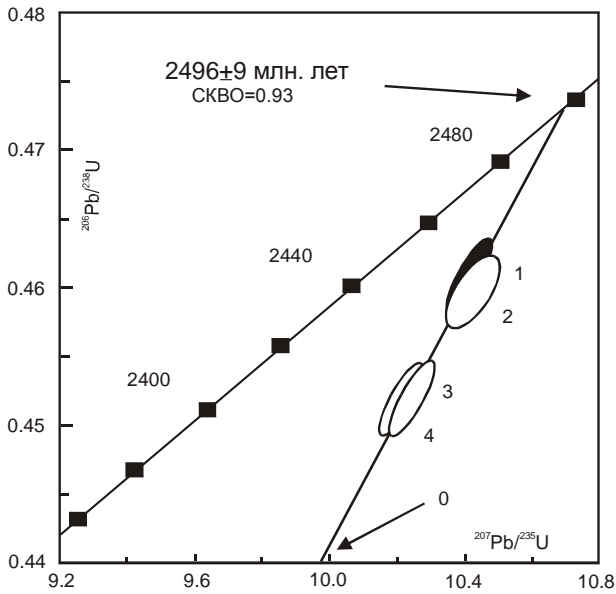


Рис.10.24. U-Pb диаграмма с конкордией для бадделейта (1) и циркона (2-4) из гранофирового кварцевого диорита интрузии Ярва-Варака, проба М38

Учитывая хорошую представительность пробы и хорошую сохранность минералов, полученные результаты надежно фиксируют время формирования гранофировых кварцевых диоритов, которые являются главным типом пород массива. Внедрение интрузии Ярва-Варака проис-

ходило синхронно с завершением становления Мончеплутона, однако состав ее пород, судя по значительному обогащению кремнеземом, может быть обусловлен процессами контаминации основных расплавов вмещающими гнейсами.

### Интрузия оз.Островское

Интрузия оз.Островское расположена в депрессии между возвышенностями Главного хребта (рис.10.25) и залегает в пределах фрагментарной структуры, расположенной между Монче- и Чунатундровским массивами габбро-анортозитов (рис.2.1).



Рис.10.25. Географическое расположение места отбора пробы М7, оз.Островское

Вмещающими ее породами являются амфиболиты и разнообразные гнейсы витегубской свиты, а также гнейсы и диорито-гнейсы позднеархейского комплекса (глава 7). В непосредственной близости от интрузии залегают амфиболиты, образованные по метабазальтовым миндалекаменным лавовым потокам, которые перемежаются с маломощными прослоями кварцитовидных сланцев. Сланцы, непосредственно перекрывающие кровлю массива южнее пробы М7 (рис.7.2), испытали, судя по ороговикованию, термальное воздействие интрузивного расплава.

В строении Островской интрузии принимают участие преимущественно породы ультраосновного состава - дуниты, гарцбургиты и лерцолиты, оливиновые и безоливиновые вебстериты, плагиопироксениты, а также габбронориты (глава 7). Наиболее полный разрез (1101.6 м) был вскрыт скв.136, расположенной на северо-западном склоне вершины с отм. 336.2 м. Вблизи ее и был выбран участок опробования. Мощность меланократовых габброноритов, слагающих верхнюю часть разреза, вскрытой скважиной, составляет около 50 м, мощность нижерасположенных ультраосновных пород увеличивается до 1050 м.

*Проба М7* отобрана из гнездообразного тела пегматита основного состава, залегающего в средней части разреза верхней габброноритовой зоны (рис.7.2). Пегматит, размером более 2.0x1.0 м, имеет сложную морфологию и сложноизвилистые границы контакта с вмещающими мелко-среднезернистыми слабо амфиболитизированными пижонитовыми габброноритами. В материале пробы преобладают крупнозернистые до пегматоидных габбронориты с пойкилитовой структурой, сложенные преимущественно основным плагиоклазом и амфиболитизированными пироксенами - клинопироксеном и пижонитом. В породе присутствуют кварц, микрогранофир, биотит, титаномагнетит и титанит. На границе плагиоклаза и ортопироксена развивается реакционная зона амфиболового состава. Порода подверглась скаполитизации (содержание скаполита до 5%). Нормативный состав породы (в %): 43.6 плагиоклаза (43% An), 12.5 ортопироксена ( $f = 34\%$ ), 16.8 клинопироксена, 12.3 кварца. По химическому и нормативному составу (табл.10.1) порода соответствует габбронориту или габбродиориту. Вес пробы - 61 кг, содержание циркона - 570 мг, бадделеита - 2 мг. Бадделеит представлен обломками пластинчатого облика, часть из которых содержит оболочку циркона. Для ее удаления применялась аэробразия в течение 15 мин. Циркон слагает полупрозрачные и непрозрачные зерна призматической формы или их обломки, окрашенные от грязновато-розового до коричневатого цвета (рис.10.23). Часть кристаллов обнаруживают тонкую зональность.

Изохронный U-Pb возраст бадделеита и циркона, определенный по четырем точкам, равен  $2445 \pm 11$  млн лет, СКВО = 0.12, нижнее пересечение равно  $500 \pm 99$  млн лет, что отвечает началу этапа палеозойской активизации (рис.10.26). Эти данные свидетельствуют о формировании интрузии оз.Островское в более позднее время по отношению к Мончеплутону, с которой она раньше сравнивалась и сопоставлялась. По времени своего внедрения она близка к массивам умбареченско-имандровского комплекса, отличаясь от них составом пород и рудной специализацией.

### **Умбареченско-имандровский хромитоносный комплекс**

Умбареченско-имандровский интрузивный комплекс располагается на северо-западном фланге Имандра-Варзугской зоны карелид. В отличие от

Мончеплутона, сформированного до начала отложения осадочно-вулканогенных образований кукшинской и сейдореченской свит (сумий), он прорывает кислые вулканы сейдореченской свиты. В составе комплекса на дневной эрозионной поверхности выделяются четыре главных массива: Умбареченский (включая хромитоносный массив горы Большая Варака), Северный, Майявр-Девичья и Ягельный, которые первоначально представляли собою единую крупную интрузию или Имандровский лополит с общей площадью более 225 км<sup>2</sup> (глава 6).

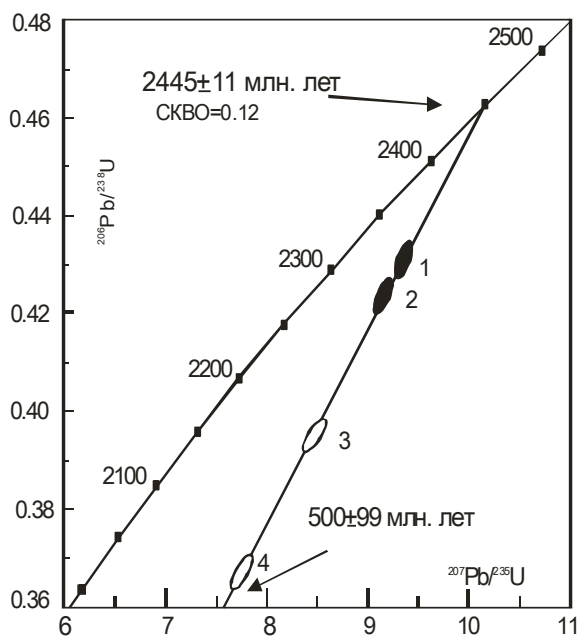


Рис.10.26. U-Pb диаграмма с конкордией для бадделейта (1-2) и циркона (3-4) из габбронорит-пегматита верхней зоны интрузии оз.Островское, проба М7

К настоящему времени выполнено относительно большое количество изотопных измерений, характеризующих основные типы пород наиболее крупных массивов комплекса, содержащих рудопроявления хромита и титаномагнетита - Умбареченского, Большая Варака и Прихибинского, а также кислые вулканы перекрывающей толщи сейдореченской свиты (глава 6, рис.6.1).

Концентраты цирконов и бадделейтов были выделены и изучены в фазовой лаборатории Геологического института (10 проб), основная часть их U-Pb анализа выполнена в изотопной лаборатории Геологического института, дубликаты двух проб дополнительно исследовались Ю.В.Амелиным (Amelin et al., 1995). Из одной пробы меланократовых норитов были выделены монофракции ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза, для которых выполнен Sm-Nd анализ (Balashov et al., 1993). Все опубликованные и авторские данные изотопного датирования приведены в табл.10.3.

В массиве Большая Варака были опробованы пегматоидные образования из нижнего горизонта норитового состава и перекрывающие их хромититы, в Умбареченском массиве - меланократовые нориты из центральной его части, в Прихибинском массиве - габбро-анортозиты или лейкогаббро, образующие слои в верхней феррогаббровой зоне, а также перекрывающие их гранофиры. Гранофиры образуют невыдержанную по мощности зону, приуроченную только к контактам габброидов Прихибинского массива с перекрывающими их кислыми вулканитами. Они содержат частично оплавленные вкрапленники полевых шпатов и фельзитовой основной массы, и относительно близки по химическому составу и геохимическим особенностям к кислым вулканитам (Галимзянова и др., 1998). На основании этих данных они могут быть отнесены к продуктам подплавления перекрывающих кислых вулканитов в результате

термального воздействия основной магмы. Поэтому их возраст вследствие переуравновешивания изотопной системы должен быть моложе, чем вулканитов. Для определения возраста кислых вулканитов были опробованы также коренные обнажения, расположенные на удалении от Чернореченского массива (Баянова, Чащин, 2001).

Таблица 10.3

Возраст (в млн лет) пород интрузивных массивов умбареченско-имандровского комплекса по данным U-Pb и Sm-Nd изотопных анализов

Массив, свита	№ пробы	Название породы	U-Pb возраст	Sm-Nd возраст	Источник
Большая Варака	303,304	Пегматит основной, хромитит	2446 ±39 <sup>2</sup>		Баянова, Левкович, 1995
	Г123	Пегматит основной	2440 ±4 <sup>1</sup>		Bayanova et al., 2001
	303-1	Пегматоидный	2395 ±5 <sup>1,2</sup>		Bayanova et al., 2001
	303-2	оливиновый габбронорит Дайка монцодиорита (?)	2398 ±21 <sup>1</sup>		Bayanova et al., 2001
Умбареченский	Скв. 6 58-75 м	Меланорит	2396 ±7 <sup>1</sup>	2444±77	Баянова, 1992; Balashov et al., 1993 Amelin et al., 1995
	Скв. 6 58-75 м		2441.0±1.6 <sup>1*</sup>		
	Скв. 6 58-75 м		2437 ±7 <sup>1,2</sup>		
Прихибинский	И1034	Габброанортозит	2437 ±11 <sup>2</sup>		Галимзянова и др., 1998
	И1990	Гранофир	2424 ±5 <sup>1</sup>		Баянова, 1992
	И1990	Гранофир	2434 ±15 <sup>1,2</sup>		Баянова, Левкович, 1995
	И1990	Гранофир	2442.2 ±1.7 <sup>2</sup>		Amelin et al., 1995
Сейдореченская свита	10891	Дацит	2448 ±8 <sup>1</sup>		Баянова, Чащин, 2001

ПРИМЕЧАНИЕ. <sup>1</sup> - циркон, <sup>2</sup> - бадделеит, \* - конкордантный возраст.

Из интрузивных пород был извлечен циркон и бадделеит. Характерным для циркона является короткопризматическая и дипирамидальная формы, многозональное строение и светлая окраска. Его размеры составляют около 200 мкм. Бадделеит наблюдается в виде уплощенных однородных кристаллов коричневого цвета размером от 80 до 100 мкм, наиболее лучшая огранка характерна для бадделеита из гранофиров. В габброанортозитах бадделеит включен в плагиоклаз, а также приурочен к интерстициям между породообразующими минералами. В отдельных случаях он обрастает тонкой оболочкой циркона.

На рис.10.27 приведена изохронная диаграмма для габброанортозитов, рассчитанная по трем фракциям бадделеита, извлеченных из плагиоклаза. Верхнее пересечение дискордии с конкордией дает возраст 2437±11 млн лет, который принимается за время кристаллизации пород. Нижнее пересечение, равное 376±249 млн лет, связано с нарушением изотопной системы в результате палеозойской активизации и воздействия крупных интрузий щелочных сиенитов.

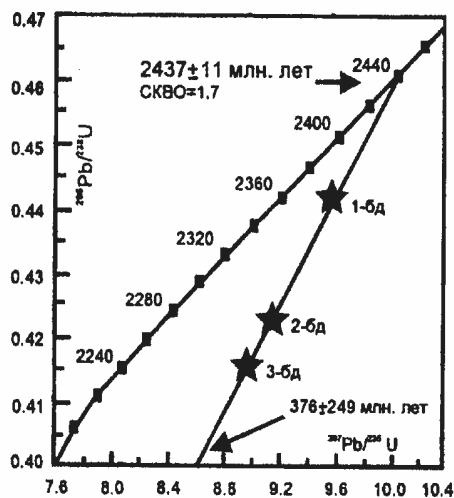


Рис. 10.27. U-Pb диаграмма с конкордией для бадделеита (1-3) из габброанортозита верхней зоны Прихибинского массива, проба И1034.

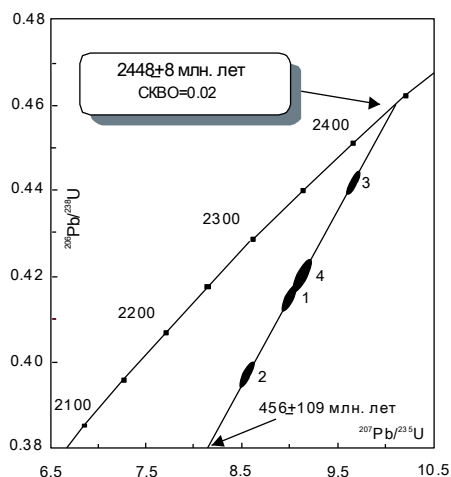


Рис. 10.28. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из метариодацитов сейдореченской свиты, Апатитский район, проба 10891. Из работы (Баянова, Чашин, 2001)

Таким образом, большинство изотопных данных для пород комплекса, за исключением недостоверных, располагаются в интервале 2442-2437 млн лет.

U-Pb возраст кислых вулканитов сейдореченской свиты, которые прорываются и подплавляются габброидами Умбареченского массива, равен  $2448 \pm 8$  млн лет (рис.10.28). Это согласуется с геологическими данным об относительно сближенном времени извержения кислых вулканитов, завершающих разрез сумийского горизонта, и времени внедрения в них хромитоносных интрузий умбареченско-имандровского комплекса.

В таблице 10.4 представлены результаты изотопного U-Pb анализа расслоенных интрузий базит-ультрабазитов раннего протерозоя и комагматических им даек Балтийского щита, включая вышеприведенные авторские данные, пространственное положение расслоенных интрузий относительно главных структур показано на схеме - рис.10.29. Анализ изотопных данных подтверждает, что расслоенные интрузии формировались в пределах большого интервала времени - от 2507 до 2432 млн лет, которое охватывает начальный этап раннего протерозоя (сумий). Наиболее древними



интрузиями являются Мончеплутон, Федорово-Панские тундры и гора Генеральская, относительно более молодыми - интрузии Северной и Восточной Карелии, Северной и Центральной Финляндии, а также умбареченско-имандровского комплекса. Одновременно с ними, часто синхронно или с небольшим запаздыванием внедрялись комагматические дайки основного состава. Завершают магматизм рассматриваемого этапа основные дайки, развитые в районе Коли-Калтимо и Большой Вараки. В последнем случае они секут породы умбареченско-имандровского комплекса, оказывая на них воздействие.

Таблица 10.4

U-Pb возраст (в млн лет) расслоенных интрузий базит-ультрабазитов и даек раннего протерозоя (2.5-2.4 млрд лет) Кольского региона, Карелии и Финляндии

Интрузия, свита	Название породы	Возраст	Минерал	Источник
1	2	3	4	5
<b>Архейский комплекс:</b>				
Оленегорская толща	Лептитовый гнейс	2760 ±7	Zr	Bayanova et al., 1998
Дайка	Габбронорит	2740 ±10	Zr	Баянова и др., 1998
Арваренчская свита	Метариодацит	2707 ±11	Zr	Пожиленко и др., 2000
Кислогубская свита	Метариодацит	2708 ±20	Zr	Баянова, Чашин, 2001
Гора Генеральская	Амфиболлизирован. габбронорит	2505.1±1.6 2496 ±10	Zr Zr	Amelin et al., 1995 Баянова и др., 1999
	Амфиболлизирован. габбронорит	2447 ±10	Zr	Баянова и др., 1999
	Анортозит			
<b>Мончеплутон:</b>	Кварцевый норит (НКТ)	2507 ±9	Zr	Данная работа
НКТ, Сопча, Нюд,	Основной пегматит (Н)	2504.4±1.5	Zr	Amelin et al., 1995
Вурэчуайвенч	Основной пегматит (Н)	2500 ±5	Zr, Bad	Данная работа
	Габбронорит (В)	2497 ±21	Zr	Данная работа
	Габбронорит (С)	2493 ±7	Zr	Balashov et al., 1993
<b>Дайки:</b>	Габбронорит (ДБ)	2506 ±10	Zr	Данная работа
Дунитовый блок,	Меланонорит (ДБ)	2496 ±14	Zr, Bad	Данная работа
Лойпишнюн,	Кварцевый диорит (О)	2495 ±13	Zr, Bad	Данная работа
Оленегорск	Меланонорит (Л)	2487 ±12	Zr	Данная работа
Гора Ярва-Варака	Кварцевый диорит	2496 ±9	Zr, Bad	Данная работа
<b>Главный хребет:</b>	Габбронорит	2505 ±6	Zr	Данная работа
Мончегундра	Габбронорит	2501 ±8	Zr	Данная работа
	Габброанортозит	2453 ±4	Zr	Митрофанов и др., 1993
Чунатундра	Анортозит	2467 ±17	Zr	Данная работа
Гора Островская	Основной пегматит	2445 ±11	Zr, Bad	Данная работа
Улитозерская	Габбронорит	2492±20	Zr	Данная работа
<b>Федорово-Панские тундры:</b>	Габбронорит	2501.5±1.7	Zr	Amelin et al., 1995
	Магнетитовое габбро	2498 ±10	Zr	Чистякова и др., 2000
Западно-Панский блок	Габбронорит	2491 ±1.5	Zr	Bayanova et al., 1995
	Пегматоидный габбронорит	2470 ±9	Zr	Balashov et al., 1993
	Анортозит	2449 ±12	Zr, Bad	Баянова и др., 1995

Окончание табл.10.4

1	2	3	4	5
<b>Умбареченско-имандровский комплекс:</b> Большая Варака, Прихибинский, Умбареченский	Меланонорит (УБР)	2441.0±1.6	Zr	Amelin et al., 1995
	Основной пегматит	2440 ±4	Zr	Bayanova et al., 2001
	Меланонорит (УБР)	2437 ±7	Zr, Bad	Bayanova et al., 2001
	Лейкогаббро (ПХ)	2437 ±11	Bad	Галимзянова и др., 1998
	Гранофир (ПХ)	2434 ±15	Zr, Bad	Баянова и др., 1995
	Гранофир (ПХ)	2442.2 ±1.7	Bad	Amelin et al., 1995
<b>Сейдореченская свита</b>	Метадацит	2448 ±8	Zr	Баянова, Чашин, 2001
<b>Карелия:</b> Бураковская	Габбронорит	2449 ±1.1	Zr	Amelin et al., 1995
Северная Карелия	Габбронорит, дайка	2446 ±5	Zr	Vuollo et al., 1995
Кивакка	Оливиновый габбронорит	2445 ±2	Zr	Balashov et al., 1993
		2444 ±1	Zr	Amelin et al., 1996
Луккулайсваара	Габбро	2445.1 ±2.8	Zr, Bad	Amelin et al., 1995
	Габбро	2442.1 ±1.4	Bad	Amelin et al., 1995
	Плагиоортопироксенит	2439 ±11	Zr, Bad	Balashov et al., 1993
Ципринга	Габбронорит	2441.3 ±1.2	Zr	Amelin et al., 1995
<b>Финляндия:</b> Кеми	Пегматоидное габбро	2432 ±6	Zr	Perttunen, Vaaasjoki, 2001
Койллисмаа	Основной пегматит	2436 ±5	Zr	Alapieti, 1982
Нярянкаваара	Основной пегматит	2440 ±16	Zr	Alapieti, 1982
Аканваара	Габбро	2436 ±6	Zr	Mutanen, Huhma, 2001
Койгелайнен	Габбронорит	2433 ±8	Zr	Huhma et al., 1996
	Габбро	2439 ±3	Zr	Mutanen, Huhma, 2001
	Монцодиорит	2434 ±5	Zr	Mutanen, Huhma, 2001
	Гранофир	2432.5 ±6	Zr	Mutanen, Huhma, 2001
Коли-Калтимо	Нориты, дайка	2395 ±5	Zr, Bad	Vuollo et al., 1995
Онкамонлехто	Дайка	2383 ±33	Zr	Manninen, Huhma, 2001

### 10.5. Источники рудоносных магм по данным Sm-Nd анализа

Для выявления типа и характера источника магматических пород базит-ультрабазитового состава наиболее информативными являются данные, полученные на основе изотопного анализа Sm-Nd и Rb-Sr систем в породах и породообразующих минералах. Уже первые результаты Sm-Nd анализа интрузивных пород расслоенных интрузий Кольского региона выявили изотопно-аномальный тип мантийного для них источника (Новые..., 1990; Tolstikhin et al., 1992; Balashov et al., 1993). Аномальность обусловлена пониженными и отрицательными значениями отношения  $\epsilon_{Nd(T)}$ , общие вариации которого определялись в пределах от -1.4 до -2.3, в отдельных случаях оно повышалось до -0.5, тогда как согласно модели De Paolo-Wasserburg (1976) породы расслоенных интрузий с возрастом 2.5 млрд лет должны были иметь значение +3.5, типичное для деплетированной мантии (Смолькин, 1997, рис.3). Близкие результаты были получены и для расслоенных интрузий Карелии и Финляндии, а также для комагматических им вулканитов пикробазальтового состава Ветреного пояса Карелии (Пухтель и др., 1991; Balashov et al., 1993; Amelin, Semenov, 1996; Radiometric ..., 2001).

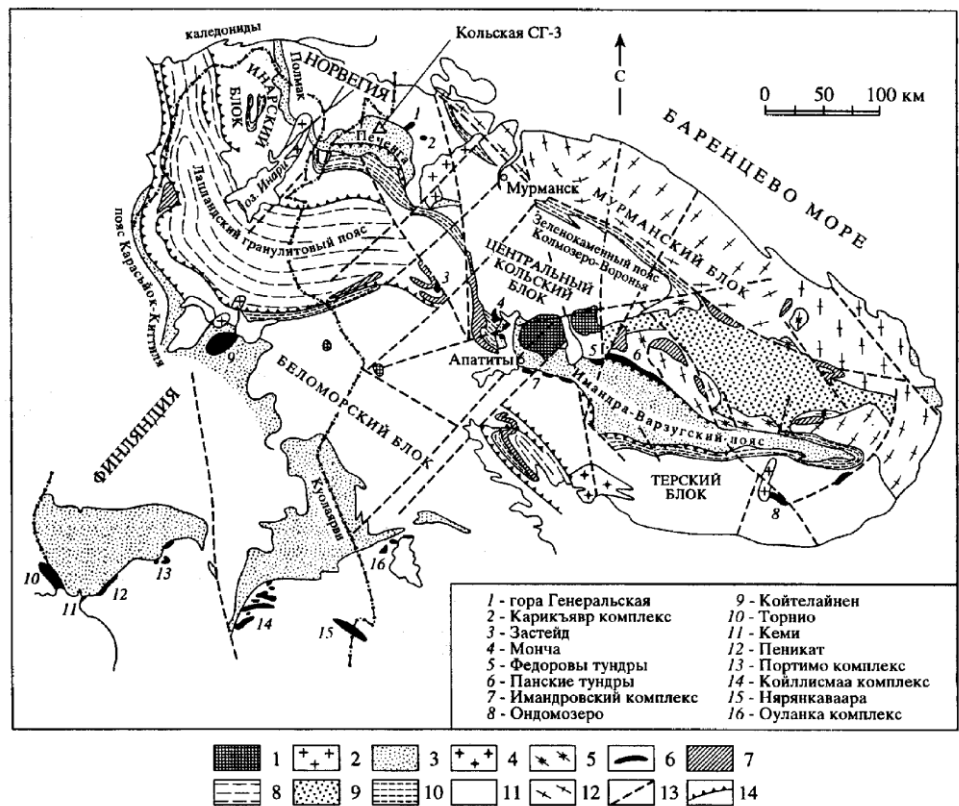


Рис.10.29. Схема расположения расслоенных интрузий (2.5-2.4 млрд лет) восточной части Балтийского щита, (Смолькин, 1992, 1997).

1 - Хибинский и Ловозерский плутоны нефелиновых сиенитов; 2 - лейкограниты, гранодиориты, диориты; 3 - вулканогенно-осадочные породы карельского комплекса; 4 - чарнокиты; 5 - щелочные граниты; 6 - расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-габброноритовой формации; 7 - габбро-анортозиты архейского и раннепротерозойского комплексов; 8 - основные и кислые гранулиты; 9 - высокоглиноземистые гнейсы и сланцы Кейвской зоны; 10 - коматииты, амфиболиты и гнейсы зеленокаменных поясов; 11 - железистые кварциты, сланцы, амфиболиты, гнейсы, мигматиты и пегматиты; 12 - плагиограниты, тоналитовые гнейсы; 13 - разломы; 14 - взбросо-надвиги

Причинами данного типа источника могут быть: а) контаминация материнскими магматическими расплавами коровых пород, на что указывает часто повышенное первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704$  (Новые..., 1990); б) плавление в условиях шпинелевой фации блоков верхнемантийного вещества, обогащенного литофильными элементами (Balashov et al., 1993); в) плавление коромантийной смеси или верхнемантийных шпинелевых перидотитов, с последующим взаимодействием первичного магматического расплава с породами гранулит-экогитового комплекса нижней коры (Смолькин, 1993, 1997).

Для изучения данной проблемы были проведены дополнительные исследования валовых проб интрузивных и дайковых пород Мончегорского района

изотопным Sm-Nd анализом. Решались следующие задачи: 1) установить сходство-отличие разновозрастных типов интрузий базит-ультрабазитов, для которых уже был получен U-Pb изотопный возраст; 2) исследовать изменение изотопных характеристик пород и минералов по разрезам Мончеплутона и Мончетундровского массива и по ходу кристаллизации расплавов в камерах; 3) получить предварительные данные о влиянии ксеногенных образований архейских пород на изотопный состав вмещающих их интрузивных пород расслоенных интрузий.

Анализ был выполнен в изотопных лабораториях Геологического института КНЦ РАН (А.А.Деленицин) и Геологической службы Финляндии, Эспоо (Х.Хухма). В исследовании принимал участие Р.М.Латыпов (ГИ КНЦ РАН - Оулу). Результаты изотопных Sm-Nd исследований валовых проб и пороодообразующих минералов приведены в табл. 10.5 и 10.6.

На основе полученных результатов изотопного Sm-Nd анализа валовых проб интрузивных пород можно установить модельный возраст мантийного субстрата - деплетированной мантии (DM) и однородного резервуара (CHUR). Модельный возраст, рассчитанный для протолита Мончеплутона колеблется от 3.09 до 2.91 млрд лет, для интрузий Главного хребта - от 3.08 до 2.84 млрд лет и для малых интрузий - от 2.91 до 2.90 млрд лет. С учетом близких данных, полученных для интрузий горы Генеральской и Федорово-Панских тундр (Новые..., 1990), можно сделать вывод, что расслоенные интрузии имеют близкий интервал времени формирования протолитов. Модельный возраст CHUR также колеблется в относительно небольших пределах - от 2.75 до 2.68 млрд лет, при этом нет четко выраженной закономерности между вариациями модельного возраста и составом интрузий.

Для интрузивных пород выявлены преимущественно отрицательные и реже положительные значения отношения  $\epsilon_{Nd(T)}$  (табл.10.5; 10.6). Для отдельно взятых интрузий установлены следующие вариации: от +1.18 до -2.98 для Мончеплутона (исключая аномальные значения, связанные с породами «критического» горизонта) от -0.48 до -1.58 для Мончетундровского и Чунаундровского массивов, и -2.5 для Ярва-Варакского и Островского массивов. Две пробы дайковых пород имеют отрицательные отношения  $\epsilon_{Nd(T)}$  (-1.22, -1.60), близкие к характеристикам вмещающих интрузивных пород, подтверждающие их генетическое родство. В третьей пробе отношение  $\epsilon_{Nd(T)}$  равно +3.60, что обусловлено, по-видимому, загрязнением пробы ксеногенным материалом.

Для Мончеплутона, несмотря на относительно большой разброс данных, выявляется четко выраженная тенденция: породы массивов НКТ, Сопча и нижней части разреза массива Нюд характеризуются относительно большим интервалом отношения  $\epsilon_{Nd(T)}$  от +1.18 до -2.3, преимущественно от +0.29 до -1.51, тогда как для пород массивов Нюд-Пуаз-Вурэчуайвенч, наращивающие общий разрез, выявлены незначительные вариации - от -2.64 до -2.98.

Наименее отрицательное значение отношения  $\epsilon_{Nd(T)}$  имеют оливиновые (гарцбургит) и оливинсодержащие (оливиновый норит и оливиновый пироксенит) породы, а более низкие - габбронориты и придонные кварцевые нориты. Сильные вариации отношения  $\epsilon_{Nd(T)}$  типичны для однотипных пород массива Сопча - ортопироксенитов, разделенных рудным пластом «330». Особенное положение занимают породы «критического» горизонта, в пределах которого залегают ксенолиты высокоглиноземистых гнейсов архейского комплекса и продукты их переработки.

Таблица 10.5

Результаты изотопного Sm-Nd анализа интрузивных и дайковых пород Мончегорского района и их модельные возраста по данным изотопной лаборатории Геологического института КНЦ РАН

№ пробы	Место взятия	Название породы	Содержание, ppm		Изотопные отношения		Модельный возраст, млрд лет		$\epsilon_{Nd}(T)$
			Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	CHUR	DM	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
M1	Мончеплутон, гора Травяная	Кварцевый норит придонной зоны	1.75	8.04	0.131957	0.511493 ±3	2.68	2.91	-1.51(2507)
M2	Мончеплутон, гора Нюд	Габбронорит-пегматит	0.92	4.15	0.134055	0.511537 ±4	2.66	2.90	-1.37(2500)
PR-2/8	Мончеплутон, гора Нюд	Плагиогарцбургит «критического» горизонта	0.18	0.62	0.18076	0.512068 ±6			-6.06(2500)
PR-2/19	Мончеплутон, гора Нюд	Меланонорит «критического» горизонта	0.96	0.4.33	0.13345	0.511457 ±11	2.83	3.03	-2.75(2500)
PR-2/4	Мончеплутон, гора Нюд	Полосчатый роговик «критического» горизонта	0.22	0.79	0.16975	0.512119 ±9	2.92	3.29	-1.5 (2500)
M42	Предгорье Вурэчуайвенч	Амфиболизированный габбронорит	1.48	6.67	0.134404	0.511462 ±3			-2.98(2497)
C1*	Мончеплутон, гора Сопча	Ортопироксенит	0.564	2.56	0.1331	0.511477 ±6		3.09	-2.3 (2482)
H4*	Мончеплутон, гора Нюд	Оливиновый пироксенит	0.584	2.60	0.1360	0.511577 ±8		3.01	-1.2 (2492)

Окончание табл.10.5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
H7*	Мончеплутон, гора Нюд	Габбронорит	0.703	3.06	0.1389	0.511680 ±5		3.07	-1.5 (2492)
M12/1	Дайка, Дунитовый блок	Крупнозернистый габбронорит	0.581	2.353	0.149344	0.511795 ±11	2.69	2.98	-1.22(2506)
M14	Дайка, Дунитовый блок	Крупнозернистый меланонорит	1.77	8.86	0.120709	0.511573 ±4	2.13	2.40	3.60 (2496)
M9	Дайка, участок Лойпишнюн	Крупнозернистый меланонорит	0.469	2.243	0.126386	0.511354 ±5	2.76	2.96	-2.60(2487)
M6	Мончетундров- ский массив	Трахитоидное габбро	0.94	3.54	0.159479	0.511963 ±5	2.75	3.08	-1.23(2501)
M16	Чунатундров- ский массив	Трахитоидный анортозит	0.73	3.08	0.143365	0.511740 ±5	2.55	2.84	-0.63(2467)
M38	Ярва-Варака	Гранофировый кварцевый диорит	7.38	38.48	0.115923	0.511184 ±2	2.73	2.91	-2.48(2496)
M7	Островской массив	Габбронорит- пегматит	3.82	18.69	0.123446	0.511333 ±2	2.70	2.90	-2.47(2445)

ПРИМЕЧАНИЕ. (2500) - возраст по данным U-Pb анализа; (2492) - возраст по данным Sm-Nd анализа; \* Из работы (Tolstikhin et al., 1992).

Таблица 10.6

Результаты изотопного Sm-Nd анализа интрузивных пород (вал) Мончеплутона и Мончетундровского массива по данным Х.Хухмы (Геологическая служба Финляндии)

№ пробы	Место взятия	Порода	Содержание, ppm		Изотопные отношения		$\epsilon_{Nd}(T)$
			Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	
3007	Мончеплутон, гора Травяная	Гарцбургит рас- слоенной серии	0.12	0.49	0.1430	0.511763	- 0.17 (2500)
3014	Мончеплутон, гора Кумужья	Оливиновый ортопироксенит	0.14	0.58	0.1485	0.511860	0.29 (2500)
3033	Мончеплутон, гора Сопча	Ортопироксенит под пластом «330»	0.07	0.24	0.1851	0.512354	-1.85 (2500)
3040	Мончеплутон, гора Сопча	Ортопироксенит под пластом «330»	0.13	0.47	0.1625	0.512136	1.18 (2500)
3047	Мончеплутон, гора Нюд	Оливиновый норит	0.40	1.80	0.1339	0.511572	-0.64 (2500)
3061	Мончеплутон, гора Нюд	Норит	0.71	3.30	0.1290	0.511451	-1.43 (2500)
3056	Мончеплутон, гора Поаз	Норит	0.37	1.82	0.1237	0.511311	-2.64 (2500)
Скв. М-1/ 933.1 м	Мончетундровский массив	Меланонорит нижней зоны	0.28	0.97	0.1769	0.512233	-1.58 (2500)
Скв. М-1/ 339.5 м	Мончетундровский массив	Габронорит верхней зоны	1.16	4.77	0.1466	0.511783	-0.6 (2500)
3024	Мончетундровский массив	Габбро	1.30	4.94	0.1595	0.511998	-0.56 (2500)
3027	Мончетундровский массив	Лейкогаббро	0.85	3.64	0.1402	0.511696	-0.24 (2500)
3030	Мончетундровский массив	Лейкогаббро	1.64	7.25	0.1370	0.511631	-0.48 (2500)

ПРИМЕЧАНИЕ. Пробы из коллекции Р.М.Латыпова (3007-3061) и В.Ф.Смолькина (скв. М-1).

Они имеют аномальные изотопные отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  и аномально-низкие отношения  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  - до -6.06, что подтверждает гипотезу о взаимодействии основного расплава с материалом коровых гнейсов.

Для Мончетундровского массива установлена следующая тенденция: меланократовый норит из нижней, придонной части массива (в 100 м от нижнего контакта) имеет наиболее низкое значение  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ , равное -1.58 по сравнению с габброноритами и габброанортозитами из верхней зоны, вскрытыми скв. М-1 и обнаженными на восточном склоне вершины горы Мончетундра - от -0.60 до -0.24 и одна проба -1.23. Основные породы оз. Островское и Ярва-Варака по отношению  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  наиболее близки к основным породам массивов Нюд-Поаз-Вурэчуайвенч, т.е. к породам верхней части обобщенного разреза Мончеплутона.

Анализ всей совокупности вышеприведенных результатов изучения Sm-Nd системы в валовых пробах позволяет сделать следующие выводы:

1. Мончеплутон, интрузии Главного хребта и малые интрузии, несмотря на различный состав и соотношение слагающих их пород, имеют близкие типы мантийных источников, характерным для которых являются отрицательные значения первичного отношения  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ .

2. Установлена определенная тенденция в изменении мантийного источника для изученных интрузий, которая фиксируется более отрицательными значениями отношения  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  в породах Мончеплутона по сравнению с породами Главного хребта. Это может быть обусловлено в первом случае большей степенью контаминации и ассимиляции первичных магматических расплавов породами нижней коры эклогит-гранулитового состава. Дополнительным фактором была контаминация расплавами вмещающих пород средней и верхней коры во время продвижения магм вверх или уже после заполнения ими камер. Примером этого являются породы массива Ярва-Варака, содержащие в большом объеме гранофировый материал.

3. В пределах вертикальных разрезов интрузий наблюдается два типа распределения значений отношения  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ : ярковыраженное гетерогенное (Мончеплутон) и относительно гомогенное (Мончетундровский массив). В первом случае мы, по-видимому, имеем дело с суммарным эффектом нескольких процессов, в том числе: а) многократным или пульсационным поступлением нескольких порций магматических расплавов в магматическую камеру, изотопный состав которых менялся во времени; б) местной контаминацией расплавов породами ксенолитов архейского комплекса и продуктами обрушения кровли камер.



## Глава 11

### БЛАГОРОДНЫЕ ГАЗЫ В ПОРОДАХ, РУДАХ И МИНЕРАЛАХ МОНЧЕПЛУТОНА И МОНЧЕТУНДРОВСКОГО МАССИВА: ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗАХВАЧЕННЫХ ФЛЮИДОВ

---

#### 11.1. Введение

На основании анализа результатов изотопно-геохимических исследований благородных газов ранее было установлено, что древние породы и слагающие их минеральные фазы могут сохранять захваченные флюиды в течение длительного времени (Герлинг и др., 1971; Mamurin, Tolstikhin, 1984). В некоторых случаях удавалось восстановить изотопные характеристики флюидов, когда количества накопившихся *in situ* радиогенных изотопов малы или могут быть оценены и вычтены из наблюдаемых количеств, определить их источники и лучше понять роль флюидной фазы в процессе формирования или метаморфизма пород. В работе И.Л.Каменского и др. (Kamensky et al., 1990) было показано, что чарнокиты и их породообразующие минералы вежетундровского комплекса с возрастом 2.8 млрд лет содержат гелий с отношениями  $^4\text{He}/^3\text{He}$  значительно ниже таковых в радиогенном гелии. А почти постоянное значение этого отношения в разных минеральных фазах и высокая концентрация  $^3\text{He}$ , которая выше возможного вклада радиогенного  $^3\text{He}$  на несколько порядков, позволили идентифицировать гелий как захваченный компонент. Ими же был сделан важный вывод: гелий, захваченный во включениях в минералах ( $\text{He}_{\text{ЗАХ}}$ ), сохранился намного лучше, чем радиогенный гелий, возникший при распаде урана и тория *in situ*. Позднее, используя экстракцию газов посредством последовательного дробления образца, Д.Рихард и др. (Richard et al., 1996) обнаружили в архейском коматиитовом вулканите гелий с рекордно низким отношением  $^4\text{He}/^3\text{He} = 1.8 \times 10^4$ . Еще более низкое отношение, равное  $1 \times 10^4$ , было измерено в гелии аналогичного образца Т.Матсумото и др. (Matsumoto et al., 2002). Эти данные свидетельствуют об определенном вкладе в коматиитовые магмы глубинного вещества, возможно, отделившегося с границы ядро - мантия (Tolstikhin, Hofmann, 2003) в древние геологические эпохи.

Породы и минеральные фазы с низкими концентрациями материнских элементов U, Th, K и Li являются очень перспективными для таких исследований, так как они могут содержать преимущественно захваченные газы. С этой точки зрения породы ультраосновного состава Мончеплутон являются идеальным объектом из-за очень малых содержаний в них перечисленных выше элементов (Комаров, Сковородкин, 1969; Комаров, Житков, 1976), в то время как наблюдаемые концентрации радиогенных, возникших до захвата флюида породами, атмосферных и первичных благородных газов достаточны для измерения масс-спектрометрическим методом. Э.К.Герлинг и др. (1965) впервые обратили внимание на необычайно высокие отношения  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$  в породах Мончеплутон, которые соответствовали аномальным значениям K-Ar возраста - более 5 млрд лет, т.е. превышали возраст Земли. Эта проблема была рассмотрена в работах (Толстихин и др., 1991; Tolstikhin et al., 1992), в которых были приведены результаты

распределения изотопов гелия и аргона в ультраосновных породах и отдельных породообразующих минералах Мончеплутона. Они характеризуются настолько низкими концентрациями радиоактивных элементов и отношениями родительских и дочерних компонентов, что каждый образец фактически содержал только захваченный He и Ar. По мнению авторов, захваченные флюиды возникли в результате смешения мантийного и корового компонентов, причем наибольший вклад мантийного компонента был установлен для неизмененных дунитов.

В данной главе мы вновь возвращаемся к обсуждению происхождения и эволюции древних флюидов земной коры, используя как уже опубликованные (Толстикхин и др., 1991; Tolstikhin et al., 1992), так и новые результаты изучения благородных газов в интрузивных, дайковых породах и минеральных фазах Мончеплутона и Мончетундровского массива, и во вмещающих метаморфизованных породах архейского комплекса. Помимо гелия и аргона, новые измерения изотопного состава выполнены впервые для неона и ксенона, что позволяет выделить первичную (солнечную), радиогенную (преимущественно коровую) и атмосферную составляющие захваченных флюидов, сравнить их с «каноническими» соотношениями изотопов в солнечных, радиогенных и атмосферных газах и оценить эффекты, обусловленные фракционированием газов в ходе эволюции флюидов.

Геологическая характеристика интрузий и пород приведены в главах 2, 4 и 5, изотопный (U-Pb) возраст интрузивных и дайковых пород - в главе 10. В таблице 11.1 приведен список проб и их краткая геологическая характеристика, места отбора проб обозначены на рис.11.1. Часть проб представляют собою дубликаты больших геохронологических проб, проанализированных U-Pb и Sm-Nd методами. Описание приборов и техника эксперимента опубликованы в работах И.Л.Каменского и др. (1984), И.Н.Толстикхина и Э.М.Прасолова (1971), С.В.Икорского и И.Л.Каменского (1998).

Таблица 11.1

Список проб и образцов интрузивных, дайковых и метаморфических пород Мончегорского и других районов, проанализированных на благородные газы

№ проб	Авторский номер	Название пород и минералов	Место отбора	Источник
1	2	3	4	5
AB-2	M-1/1838.2	Метадиорит двупироксеновый	Архейский фундамент	<i>Данная работа</i>
AB-3	M-1/2460.8	Биотитовый плаггиогнейс	То же	<i>Данная работа</i>
AB-4	C-791/1142	Диорито-гнейс	То же	Tolstikhin et al., 1992
AB-5	C-791/1185	То же	То же	Tolstikhin et al., 1992
AB-6	C-791/1206	Кварцевый диорит	То же	Tolstikhin et al., 1992
AB-6.1	C-791/1206	Амфибол	То же	Tolstikhin et al., 1992
SM-15	C-904/102	Дунит	Дунитовый блок, Мончеплутон	Tolstikhin et al., 1992
SM-15.1	C-904/102	Оливин	То же	Tolstikhin et al., 1992

Продолжение табл.11.1

1	2	3	4	5
SM-3	C-904/582.8	Ортопироксенит	Расслоенная серия Мончеплутона, подстилающая блок	Tolstikhin et.al., 1992
SM-4	C-904/351	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992
DBM-5	C-1651/62.4	Дунит	Дунитовый блок, Мончеплутон	<i>Данная работа</i>
DBM-6	C-1651/245.7	Хромитит	То же	<i>Данная работа</i>
DBM-7	C-1651/244.9	То же	То же	<i>Данная работа</i>
DBM-8	C-1651/288.8	Дунит	То же	<i>Данная работа</i>
DBM-9	C-1651/385.9	Ортопироксенит	Расслоенная серия Мончеплутона, подстилающая блок	<i>Данная работа</i>
DBM-10	C-1651/428.1	Гарцбургит	То же	<i>Данная работа</i>
DBM-11	C-1598/121.0	Дунит	Дунитовый блок, Мончеплутон	<i>Данная работа</i>
DBM-12	C-1527/181.5	Хромитит	То же	<i>Данная работа</i>
DBM-1	C-1570/101.1	Габбронорит	Дайка, Дунитовый блок	<i>Данная работа</i>
DBM-2	C-1585/151.8	Титаномагнетитовое габбро	То же	<i>Данная работа</i>
DBM-3	C-1586/86.5	Ортопироксенит плагиоклазсодержащий	То же	<i>Данная работа</i>
DBM-4	C-1530/273.7	Крупнозернистый феррогаббронорит	Жила, секущая подстилающие породы блока	<i>Данная работа</i>
PZ-1	M-17*(ГП)	Оливиновый габбронорит	Дайка, участок Приозерный	<i>Данная работа</i>
SM-1	C-995/315	Дунит	гора Ниттис, Мончеплутон	Tolstikhin et.al., 1992
SM-1.1	C-995/315	Оливин	То же	Tolstikhin et.al., 1992
SM-1.2	C-995/315	Ортопироксен	То же	Tolstikhin et.al., 1992
SM-1.3	C-995/315	Плагиоклаз	То же	Tolstikhin et.al., 1992
SM-1.4	C-995/315	Магнетит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
SM-14	C-995/(325-391)	Ортопироксенит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
SM-14.1	C-995/(325-391)	Оливин	То же	Tolstikhin et.al., 1992
SM-14.2	C-995/(325-391)	Ортопироксен	То же	Tolstikhin et.al., 1992
SM-2	2*	Ортопироксенит измененный	То же	Tolstikhin et.al., 1992
SM-5	5*	Дунит рассланцованный	То же	Tolstikhin et.al., 1992
SM-6	6*	Ортопироксенит рассланцованный	То же	Tolstikhin et.al., 1992
SM-7	7	Пентландит	То же	Tolstikhin et.al., 1992

Продолжение табл. 11.1

1	2	3	4	5
SM-8	8	Халькопирит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
SM-9	9	Руда жильная	То же	Tolstikhin et.al., 1992
SM-10	10*	Дунит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
SM-11	11*	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992
SM-12	12*	Гарцбургит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
NM-5	28	Пентландит из жилы	То же	
NM-6	29	Порода, вмещающая жилу	То же	Tolstikhin et.al., 1992
NM-7	30	Жильная сульфидная руда	То же	Tolstikhin et.al., 1992
NM-1	200*	Рудный габбронорит- пегматит	То же	<i>Данная работа</i>
NM-2	РП-38/1	Рудный пегматит, силикатная часть	гора Ниттис, Мончеплутон, шахта №4	<i>Данная работа</i>
NM-3	РП-38/2	Рудный пегматит, пироксен	То же	<i>Данная работа</i>
NM-4	РП-38/3	Рудный пегматит, сульфиды	То же	<i>Данная работа</i>
KM-1	C-1063/106	Дунит	гора Кумужья, Мончеплутон	Tolstikhin et.al., 1992
KM-2	C-1063/106	Оливин	То же	Tolstikhin et.al., 1992
TM-1	M1 (ГП)	Рудный крупнозер- нистый кварцевый норит	гора Травяная, Мончеплутон, отвал шахты № 5	<i>Данная работа</i>
TM-2	7*	Пегматоидный оливиновый пироксенит	гора Травяная, Мончеплутон	<i>Данная работа</i>
TM-3	31	Халькопирит из жилы	То же	Tolstikhin et.al., 1992
SM-13	C-791/880	Гарцбургит	гора Сопча, Мончеплутон	Tolstikhin et.al., 1992
ML-1	1530/8*	Ортопироксенит	То же	<i>Данная работа</i>
NYM-1	M2* (ГП)	Габбронорит- пегматит	гора Нюд, Терраса, Мончеплутон	<i>Данная работа</i>
NYM-2	116*	То же	То же	<i>Данная работа</i>
NYM-3	28*	Рудный норит- пегматит	То же	<i>Данная работа</i>
NYM-6	26	Жильная сульфидная руда в норитах	гора Нюд-Ц, Мончеплутон	Tolstikhin et.al., 1992
NYM-7	27	Норит с бедной сульфидной рудой	То же	Tolstikhin et.al., 1992
NYM-5	C-1226/250	Мегагаббронорит	Предгорье Вурэчуайвенч, Мончеплутон	Tolstikhin et.al., 1992

Продолжение табл.11.1

1	2	3	4	5
NYM-4	C-1226/504	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992
VM-1	C-1803/7.4	То же	То же	<i>Данная работа</i>
VM-2	C-1803/91.0	Мегагабброанортозит	То же	<i>Данная работа</i>
MT-1	2154*	Мегагаббронорит	Мончетундровский массив	<i>Данная работа</i>
MT-2	M6*	Мезократовый габбронорит	То же	<i>Данная работа</i>
MT-5	M-1/151.2	Оливиновое микрогаббро	То же	<i>Данная работа</i>
MT-3	M-1/339.5	Лейкократовый габбронорит	То же	<i>Данная работа</i>
MT-4	M-1/680	Мегаферрогаббро	То же	<i>Данная работа</i>
MT-9	M-1/767	Жильный гранофир	То же	<i>Данная работа</i>
MT-6	M-1/806.6	Амфиболизированный ортопироксенит	То же	<i>Данная работа</i>
MT-8	M-1/811.3	Гарцбургит пойкилитовый	То же	<i>Данная работа</i>
MT-10	M-1/860.7	Габбронорит	То же	<i>Данная работа</i>
MT-7	M-1/933.1	Меланократовый норит	То же	<i>Данная работа</i>
MT-11	M-1/1046.6	Габбро-катаклазит	То же	<i>Данная работа</i>
AB-1	M-1/1982.3	Микрогаббронорит	Дайка, секущая породы архейского фундамента	<i>Данная работа</i>
MT-12	C-742/53	Габбро-милонит	Мончетундровский массив	Tolstikhin et.al., 1992
MT-13	C-742/1260	Мегагабброанортозит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-14	C-742/1200.8	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-15	C-742/1258.3	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-17	C-744/26.5	Габбро-милонит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-16	C-744/115.6	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-19	C-744/137.2	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-18	C-744/420	Габбро массивное	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-20	C-765/132.1	Габбро-милонит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-20.1	C-765/132.1	Амфибол	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-21	C-765/794.7	Габбронорит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-21.1	C-765/794.7	Амфибол	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-21.2	C-765/794.7	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-22	C-765/905.9	Габбронорит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-22.1	C-765/905.9	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-22.2	C-765/905.9	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-23	C-765/985.3	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-23.1	C-765/985.3	Амфибол	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-23.2	C-765/985.3	Клинопироксен	То же	Tolstikhin et.al., 1992

Продолжение табл. 11.1

1	2	3	4	5
MT-24	C-765/1274.7	Габбронорит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-24.1	C-765/1274.7	Амфибол	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-24.2	C-765/1274.7	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-24.3	C-765/1274.7	Ортопироксен	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-24.4	C-765/1274.7	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-25	C-765/1348	Ортопироксенит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-25.1	C-765/1348	Ортопироксен	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-25.2	C-765/1348	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-26	46*	Габбронорит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-26.1	46.1*	Ортопироксен	То же	Tolstikhin et.al., 1992
MT-26.2	46.2*	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992
PR-1	1511/1*(ГП)	Жильный анортозит	Мончетундров- ский разлом, Пенгландитовое ущелье	<i>Данная работа</i>
LM-1	C-765/1598.6	Дунит	Участок Лойпишнюн	Tolstikhin et.al., 1992
LM-2	C-765/1598.6	Ортопироксенит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LM-3	C-765/1400.8	Дунит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LM-4	C-765/1540	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LM-4.1	C-765/1540	Оливин с хромитом	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LM-4.2	C-765/1540	Хромит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LM-5	C-765/1505	Дунит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LM-5.1	C-765/1505	Оливин	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LM-6	C-765/1511.8	Дунит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LM-6.1	C-765/1511.8	Оливин	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LM-7	22	Дунит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
RM-1	M-1/2052.2	Плагиодунит	Ультраосновной массив	<i>Данная работа</i>
RM-2	M-1/2064	То же	То же	<i>Данная работа</i>
RM-3	M-1/2128.8	Плагиогарцбургит	То же	<i>Данная работа</i>
RM-4	M-1/2373	Оливиновый меланорит	Зона закалки ультраосновного массива	<i>Данная работа</i>
СНМ-1	M16* (ГП)	Габброанортозит	Чунагундровский массив	<i>Данная работа</i>
LAB-1	C-244/297	Гиперстеновый плагиогнейс	Ловноозерский участок	Tolstikhin et.al., 1992
LAB-2	C-271/196.5	Плагиогнейс	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LAB-2.1	C-271/196.5	Гиперстен	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LLM-1	50**	Рудный норит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LLM-2	51**	Метанорит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LLM-3	52**	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LLM-4	53**	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LLM-5	54**	Норит с бедной сульфидной рудой	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LLM-6	55**	Рудный норит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LLM-7	56**	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992

1	2	3	4	5
LLM-8	57**	Сульфидная руда	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LLM-9	58**	Слабометаморфизованный норит	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LLM-10	59**	Сульфидная руда	То же	Tolstikhin et.al., 1992
LLM-11	60**	То же	То же	Tolstikhin et.al., 1992
PM-1	63*	Серпентинизированный верлит	Массив Пильгуярви, Печенга	Tolstikhin et.al., 1992
PM-2	64*	То же	Массив Пильгуярви, Печенга	Tolstikhin et.al., 1992
PM-3	65*	Соссюритизированное габбро	Массив Пильгуярви, Печенга	Tolstikhin et.al., 1992
KO-1	-	Щелочная порода	Контозеро	Tolstikhin et.al., 2002

ПРИМЕЧАНИЕ. \* - проба или образец, отобранные из коренных выходов; \*\* - условный номер пробы без конкретной характеристики опробования. ГП - геохронологическая проба. Пробы были предоставлены В.Ф.Смолькиным.

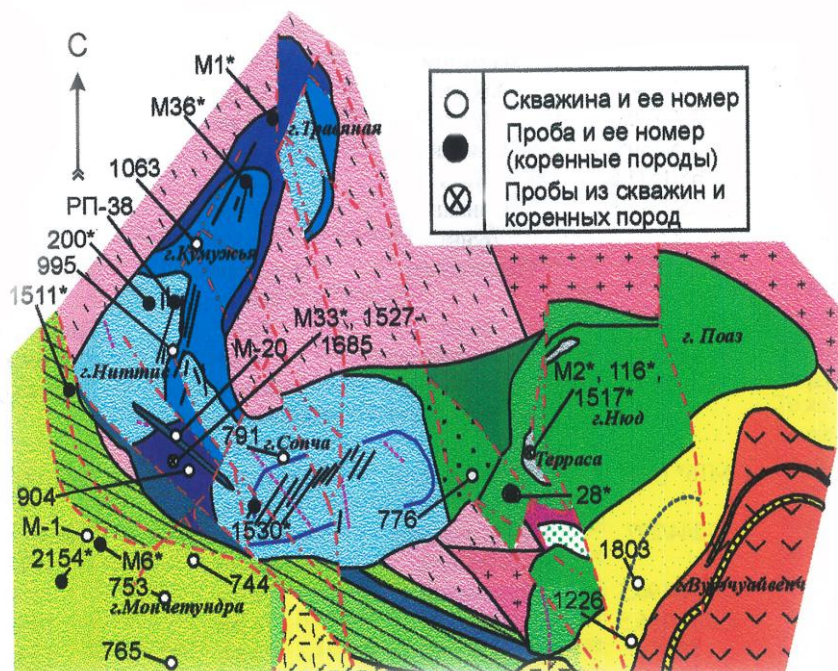


Рис.11.1. Схема геологического строения Мончеплутона с местами отбора проб для анализа благородных газов из проб коренных пород и керн скважин. Условные обозначения - рис. 4.1(глава4)

## 11.2. Изотопы гелия и родительских элементов

Важной особенностью распределения гелия в ультраосновных породах, рудах и породообразующих минералах Мончеплутона и Мончетундровского массива (табл.11.2; рис.11.2) является очень малый вклад гелия, возникшего при распаде урана и тория *in situ* и, напротив, преобладающее значение захваченного гелия. А.Н.Комаров и А.С.Житков (1976) определили низший (0.001 г/т) и высший (0.030 г/т) пределы содержания урана для 20 ультраосновных пород, причем средняя концентрация его составила 0.001 г/т. Например, концентрация урана в образце SM-12, равное 0.001 г/т (табл.11.2), отношение Th/U=4 и U-Pb возраст пород (2500 млн лет) соответствуют концентрации *in situ* генерированного гелия, равную  $0.7 \times 10^{-6}$  см<sup>3</sup>/г, что составляет лишь 1/40 от измеренной концентрации. Та же пропорция для образца SM-13 с относительно высоким содержанием урана определяется как 1/5. Аналогичные соотношения для легкого изотопа <sup>3</sup>He варьируют в пределах 0.0004-0.005 (Герлинг и др., 1971). Концентрации гелия, урана и тория определялись не во всех пробах, однако заключение, что вклад радиогенного, «произведенного на месте» гелия незначителен, распространяется на все пробы, потому что высокие отношения <sup>4</sup>He/<sup>3</sup>He  $\geq 10^8$ , предполагаемые в этих безлитиевых породах (Герлинг и др. 1971, рис.2), и корреляция между содержаниями гелия и урана, не наблюдаются. Более того, изотопный состав гелия, выделенного различными методами дробления и плавления, судя по данным табл.11.3 и рис.11.2, идентичен. Это свидетельствует о наличии в них практически только одной, а именно, захваченной, компоненты гелия. Следует подчеркнуть, что данный вывод относится ко всем благородным газам, поэтому термин «радиогенный» в этой работе будет характеризовать изотопы благородных газов, возникшие в результате распада (деления) родительского элемента до захвата и консервации благородных газов породами Мончеплутона или Мончетундровского массива.

Таблица 11.2

Содержание гелия и родительских элементов и изотопный состав гелия в пробах интрузивных, дайковых и метаморфических пород Мончегорского района по данным методов плавления и дробления

№ проб	Плавление		Дробление		U <sub>изм</sub> г/т	Th <sub>изм</sub> г/т
	<sup>4</sup> He <sub>изм</sub> × 10 <sup>-6</sup> , нсм <sup>3</sup> /г	( <sup>4</sup> He/ <sup>3</sup> He) <sub>изм</sub> × 10 <sup>6</sup>	<sup>4</sup> He <sub>изм</sub> × 10 <sup>-6</sup> , нсм <sup>3</sup> /г	( <sup>4</sup> He/ <sup>3</sup> He) <sub>изм</sub> × 10 <sup>6</sup>		
1	2	3	4	5	6	7
AB-1	-	-	246	3.82	< 0.01	< 0.01
AB-2	275	4.46	-	-	-	-
AB-3	1020	4.35	700	3.33	-	-
AB-4	177	4.76	-	-	1.2	-
AB-5	168	4.55	-	-	1.3	-
AB-6	145	4.55	-	-	1.3	-
AB-6.1	1250	5.00	-	-	-	-
СНМ-1	5.8	2.86	0.71	3.53	< 0.01	0.30
DBM-1	-	-	0.47	3.41	-	-
DBM-2	-	-	2	4.22	0.79	3.75



Продолжение табл.11.2

1	2	3	4	5	6	7
DBM-3	20	5.71	1.4	4.15	< 0.01	0.32
DBM-4			3.45	4.50		
DBM-5	7.2	2.31	1.5	2.28	< 0.01	< 0.01
DBM-6			117	1.91	-	-
DBM-7 <sup>1</sup>	0.125	≥ 1.46	-	-	-	-
DBM-7 <sup>2</sup>	15.1	1.77	-	-	-	-
DBM-7 <sup>3</sup>	40.78	1.33	-	-	-	-
DBM-7 <sup>4</sup>	56	1.43	-	-	-	-
DBM-8	-	-	10.2	1.74	< 0.01	< 0.01
DBM-9	-	-	3	1.52	-	-
DBM-10	-	-	2.2	1.47	-	-
DBM-11 <sup>1</sup>	0.258	1.74	-	-	< 0.01	< 0.01
DBM-11 <sup>2</sup>	130.8	1.84	-	-	-	-
DBM-11 <sup>3</sup>	71.3	1.83	-	-	-	-
DBM-11 <sup>4</sup>	202.4	1.83	10.2	1.25	-	-
DBM-12	70.3	2.02	42.3	2.28	-	-
KM-1	56	1.43	-	-	-	-
LAB-1	16	16.67	-	-	-	-
LAB-2	68	14.29	-	-	-	-
LAB-2.1	29	5.26	-	-	-	-
LLM-1	21	14.29	-	-	-	-
LLM-2	54	12.50	-	-	-	-
LLM-3	71	12.50	-	-	-	-
LLM-4	99	11.11	-	-	-	-
LLM-5	32	11.11	-	-	-	-
LLM-6	50	7.69	-	-	-	-
LLM-7	146	6.25	-	-	-	-
LLM-8	21	5.88	-	-	-	-
LLM-9	83	5.26	-	-	-	-
LLM-10	31	5.00	-	-	-	-
LLM-11	20	4.76	-	-	-	-
LM-1	366	4.35	-	-	-	-
LM-2	49	4.17	-	-	-	-
LM-3	16	3.33	-	-	-	-
LM-4	64	3.13	-	-	-	-
LM-4.1	54	3.70	-	-	-	-
LM-4.2	60	3.23	-	-	-	-
LM-5.1	40	2.50	-	-	-	-
LM-6	36	2.33	-	-	-	-
LM-6.1	50	2.33	-	-	-	-
LM-7	36	2.04	-	-	-	-
ML-1	-	-	11	1.68	-	-
MT-1	-	-	3.2	4.69	< 0.01	0.25
MT-2	253	4.58	28.3	3.65	< 0.01	0.23
MT-3	-	-	25.1	3.69	< 0.01	0.34
MT-4	-	-	7.4	4.31	-	-
MT-5	552	4.29	15.8	3.28	-	-

Продолжение табл.11.2

1	2	3	4	5	6	7
MT-6	-	-	8.3	4.48	-	-
MT-7	-	-	7.7	4.52	< 0.01	< 0.01
MT-8	-	-	10.9	3.70	< 0.01	0.14
MT-9	-	-	26.8	3.69	-	-
MT-10	160	4.18	-	-	< 0.01	< 0.01
MT-11	-	-	53.6	4.29	-	-
MT-12	10	5.88	-	-	-	-
MT-13	79	4.35	-	-	-	-
MT-14	88	4.17	-	-	-	-
MT-15	81	3.85	-	-	-	-
MT-16	34	5.56	-	-	-	-
MT-17	26	5.00	-	-	-	-
MT-18	16	5.00	-	-	-	-
MT-19	28	4.76	-	-	-	-
MT-20.1	564	4.76	-	-	-	-
MT-21.1	46	4.35	-	-	-	-
MT-21.2	59	4.35	-	-	-	-
MT-22.1	163	4.76	-	-	-	-
MT-22.2	21	4.76	-	-	-	-
MT-23.1	97	4.76	-	-	-	-
MT-23.2	115	5.00	-	-	-	-
MT-24.1	623	3.70	-	-	-	-
MT-24.2	744	4.35	-	-	-	-
MT-24.3	164	4.00	-	-	-	-
MT-24.4	177	4.35	-	-	-	-
MT-25.1	43	4.17	-	-	-	-
MT-25.2	52	4.55	-	-	-	-
MT-26.1	60	4.35	-	-	-	-
MT-26.2	80	4.55	-	-	-	-
NM-1	-	-	3.8	4.41	-	-
NM-2	-	-	3.65	4.18	-	-
NM-3	-	-	4.44	4.31	-	-
NM-4	-	-	101	3.98	-	-
NM-5	10	4.35	-	-	-	-
NM-6	34	3.70	-	-	-	-
NM-7	38	3.70	-	-	-	-
NYM-1	-	-	5.3	4.22	< 0.01	0.39
NYM-2	-	-	3.11	3.89	-	-
NYM-3	-	-	39.2	4.17	-	-
NYM-4	27	5.56	-	-	-	-
NYM-5	174	4.55	-	-	-	-
NYM-6	97	3.33	-	-	-	-
NYM-7	14	3.13	-	-	-	-
PM-1	14	22.22	-	-	-	-
PM-2	8.4	≥ 12.50	-	-	-	-
PM-3	20	20.00	-	-	-	-
PR-1	-	-	0.19	3.18	< 0.01	0.18

Продолжение табл.11.2

1	2	3	4	5	6	7
PZ-1	47.4		1.2	5.56	0.16	1.07
RM-1	396	4.44	240	3.92	< 0.01	0.21
RM-2 <sup>1</sup>	102.77	3.97	-	-	-	-
RM-2 <sup>2</sup>	170.54	4.35	-	-	-	-
RM-2 <sup>3</sup>	0.616	3.52	-	-	-	-
RM-2 <sup>4</sup>	273.93	4.20	-	-	< 0.01	0.21
RM-3	150	4.10	90.2	4.05	< 0.01	0.16
RM-4	-	-	47.2	3.18	-	-
SM-1	17	6.25	-	-	-	-
SM-1.1	25	5.88	-	-	-	-
SM-1.2	31	6.25	-	-	-	-
SM-1.3	47	5.56	-	-	-	-
SM-1.4	132	4.35	-	-	-	-
SM-2	57	4.76	-	-	-	-
SM-3	40	4.17	-	-	-	-
SM-4	309	3.57	-	-	-	-
SM-5	478	3.57	-	-	-	-
SM-6	87	3.84	-	-	-	-
SM-7	24	3.70	-	-	0.003	-
SM-8	130	3.45	-	-	0.002	-
SM-9	20 ± 3	3.13 ± 0.20	-	-	-	-
SM-10	50 ± 1	3.03 ± 0.09	-	-	0.003	-
SM-11	31 ± 2	2.27 ± 0.15	-	-	0.001	-
SM-12	47	2.27	-	-	0.001	-
SM-13	21	2.27	-	-	0.016	-
SM-14.1	31 ± 4	1.69 ± 0.06	-	-	-	-
SM-14.2	19 ± 4	4.35 ± 0.57	-	-	-	-
SM-15	218	1.47	-	-	-	-
SM-15.1	115	1.35	-	-	-	-
TM-1	-	-	32.5	3.64	0.16	0.78
TM-2	-	-	26.9	3.92	-	-
TM-3	145	3.70	-	-	-	-
VM-1	-	-	0.14	3.70	< 0.01	0.39
VM-2	-	-	0.076	2.50	< 0.01	0.21

ПРИМЕЧАНИЕ. № пробы<sup>1</sup> - газ выделялся из пробы при температуре 600°C, <sup>2</sup> - 1200°C, <sup>3</sup> - 1700°C, <sup>4</sup> - из всей пробы. Содержание U и Th по данным ICP-MS (данные В.Ф.Смолькина). Ошибка измерений для всех значений концентрации гелия составляет 5% и его изотопного состава - 10%, кроме тех, для которых ошибки указаны.

Э.М.Прасолов (1976) использовал измерения содержания гелия, выделенного дроблением пород в вакууме с последующим плавлением пудры, размеры частиц которой предварительно измерялись, для оценки размеров включений, содержащих гелий. По его данным: а) более 90% захваченных благородных газов удерживается во включениях; б) более 40% этих благородных газов могут быть освобождены путем плавления пудры; в) средний

размер полостей составляет около 2 мк; г) отношения  $^4\text{He}/^3\text{He}$  в гелии, выделенном дроблением, близки к среднему значению этого отношения в породах.

Сравнение измеренных концентраций  $^4\text{He}$  с рассчитанными концентрациями  $^4\text{He}^*$  (радиогенного) в породах Дунитового блока (DBM), Монче- (MT-2, 10) и Чунатундровского (СНМ-1) массивов, корней Мончеплутона (RM-1, 3) и дайки участка Приозерного

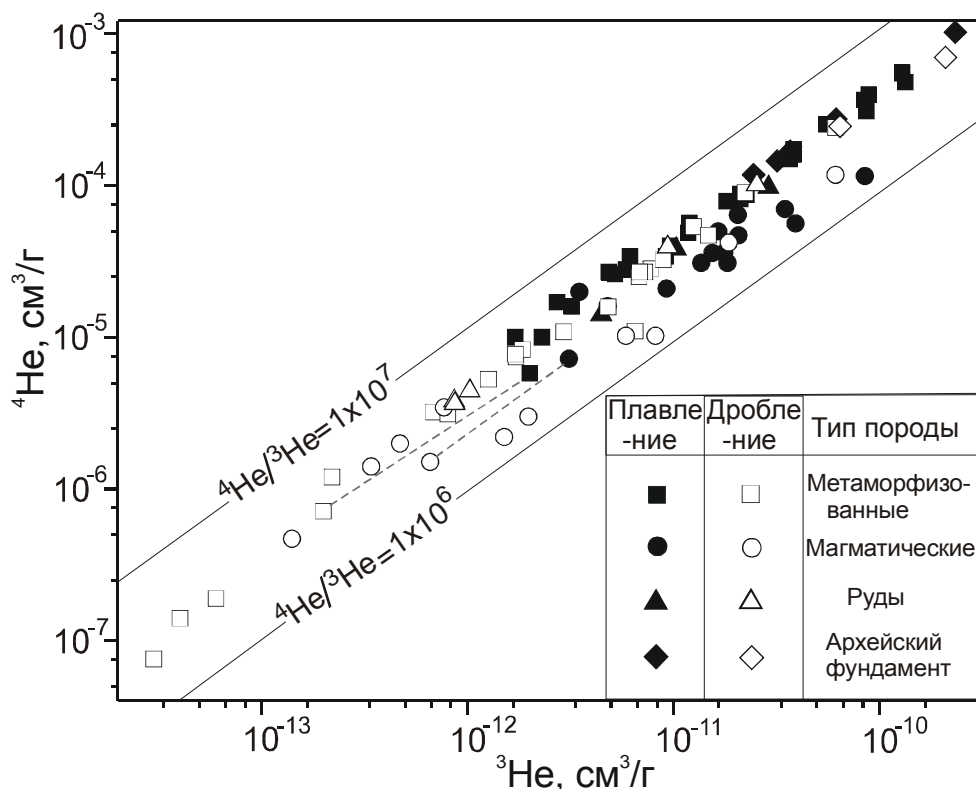


Рис.11.2. Распределение изотопов гелия в породах Мончеплутона и Мончетундровского массива. Пунктирной линией соединены пробы, анализ которых выполнен методами дробления и плавления

Отношения  $^4\text{He}/^3\text{He}$  в породах, рудах и минералах изученных интрузиях варьируют от  $6.25 \times 10^6$  до  $1.35 \times 10^6$  (табл.11.2) и по этому отношению выделяются две группы. Первая, меньшая группа представлена неметаморфизованными ультраосновными породами и минералами (преимущественно это породы из Дунитового блока Мончеплутона и близкие к ним породы из глубоких горизонтов), которые характеризуются относительно пониженными отношениями  $^4\text{He}/^3\text{He}$  - от  $3 \times 10^6$  до  $\sim 1 \times 10^6$ . Главный породообразующий минерал пород данной группы - оливин кристаллизовался первым и он является носителем гелия с низкими отношениями  $^4\text{He}/^3\text{He}$ . Породы второй, преобладающей (75%) группы характеризуются почти постоянным отношением  $^4\text{He}/^3\text{He} = (4.2 \pm 0.5) \times 10^6$ , близким к значению, которые установлены для пород и минералов Мончетундровского массива. Породы

(LM-1, NM-5, RM-1), породообразующие минералы (SM-1.4, LM-4.1) и руды (SM-9) залегают в различных блоках Мончеплутона, тем не менее значение отношения  $^4\text{He}/^3\text{He}$  для всех этих различных проб довольно постоянное. Близкое отношение наблюдалось и в гелиеносном метано-азотном природном газе, выделенном из разведочной скважины, которая была пробурена в ультраосновных породах плутона (Tolstikhin et al., 1992).

Таблица 11.3.

№ пробы	U, г/г	Th, г/г	$^4\text{He}_{\text{др}} \times 10^{-6}$ , нсм <sup>3</sup> /г	$^4\text{He}_{\text{пл}} \times 10^{-6}$ , нсм <sup>3</sup> /г	$^4\text{He}^* \times 10^{-6}$ , нсм <sup>3</sup> /г	$^3\text{He}/^4\text{He}$ дробление	$^3\text{He}/^4\text{He}$ плавление
DBM-3	<0.01	0.32	1.4	20.0	26.4	24.1	17.5
DBM-5	<0.01	<0.01	1.5	7.2	2.42	43.8	43.3
MT-2	<0.01	0.23	28.3	253	19.38	27.4	21.8
MT-10	<0.01	<0.01	-	160.0	2.39	-	23.9
СНМ-1	<0.01	0.30	0.71	5.8	24.77	28.3	35.0
RM-1	<0.01	0.21	240	396	18.03	25.5	22.5
RM-3	<0.01	0.16	90.2	150.0	14.22	24.7	24.4
PZ-1	0.16	1.07	1.2	47.4	145.19	18.0	-

ПРИМЕЧАНИЕ. При расчете радиогенного  $^4\text{He}$  возраст принимался равным 2.5 млрд лет; в случае, когда концентрация урана или/и тория <0.01, то она принималась равной 0.01.

Отношения  $^4\text{He}/^3\text{He}$  в пробах, характеризующих габброиды Мончетундровского массива, практически постоянные  $(4.5 \pm 0.4) \times 10^6$ . Они не зависят ни от содержания гелия, варьирующих от  $\sim 10^{-3}$  до  $\sim 10^{-6}$  нсм<sup>3</sup>/г, ни от происхождения минерала - «хозяина», будь то магматические в этих породах орто- и клинопироксены или метаморфические амфиболы.

Возможные источники  $^3\text{He}$  и природа пониженных отношений  $^4\text{He}/^3\text{He}$  в захваченном гелии детально обсуждались в работе (Tolstikhin et al., 1992), в которой было показано, что транспорт мантийного гелия родительскими расплавами, смешение мантийного и корового гелия и его захват в ходе кристаллизационной дифференциации являлись наиболее вероятными процессами, контролировавшими обилие изотопов гелия в породах и минералах Мончеплутона.

### 11.3. Неон: первичный, радиогенный и атмосферный компоненты

Изотопный состав неона был измерен в девяти температурных фракциях из трех проб (табл.11.4; рис.11.3). В рамках предварительной, из-за небольшого количества данных, интерпретации результатов сделан следующий вывод: наблюдаемые соотношения изотопов могут быть объяснены смешением трех разных типов неона, среди которых, в отличие от ранее публиковавшихся данных (Ballentine, Burnard, 2002; Graham, 2002), отсутствует атмосферный неон. Неон с повышенными относительно атмосферы отношениями  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  ( $\text{Ne}_{\text{ман}}$ ) в соответствии с традиционной интерпретацией является смесью солнечного, атмосферного и радиогенного неона, при этом вклад радиогенного компонента выше, чем в мантийном веществе Земли: линия, соединяющая

составы атмосферного ( $Ne_{ATM}$ ) и мантийного ( $Ne_{MAN}$ ) неона, имеет меньший угол наклона, соответствующий большему вкладу  $^{21}Ne^*$ , чем тренд, установленный для изотопных составов неона базальтов срединно-океанических хребтов (MORB). Необходимо отметить, что изотопный состав  $Ne_{MAN}$  согласуется с полученными ранее данными для ксенолитов метаморфизованных высокоглиноземистых гнейсов «критического» горизонта Мончеплутона (Верховский и др., 1984) и поэтому определен достаточно надежно.

Таблица 11.4

Измеренные содержания и изотопный состав неона в дунитах (DBM-11) и хромититах (DBM-7) Дунитового блока, дунитах из корней Мончеплутона (RM-2) и щелочных породах Контозера (КО-1)

№ Проб	Температурная фракция	$^{20}Ne_{изм} \times 10^{-11}$ , нс $m^3/g$	$^{22}Ne_{изм} \times 10^{-11}$ , нс $m^3/g$	$(^{20}Ne/^{22}Ne)_{изм}$	$(^{21}Ne/^{22}Ne)_{изм} \times 10^{-2}$
DBM-11	600 °C	9.69	1.58	$6.89 \pm 0.27$	$3.38 \pm 0.94$
	1200 °C	24.4	2.81	$9.01 \pm 0.17$	$4.31 \pm 0.60$
	1700 °C	22.0	2.56	$8.92 \pm 0.26$	$4.38 \pm 0.37$
	Сумма	56.1	6.95	$8.06 \pm 0.59$	$4.13 \pm 1.37$
DBM-7	600 °C	7.36	1.22	$6.87 \pm 0.45$	$3.04 \pm 0.63$
	1200 °C	135	11.8	$11.30 \pm 0.14$	$6.27 \pm 0.35$
	1700 °C	45.0	4.10	$10.92 \pm 0.18$	$6.20 \pm 0.66$
	Сумма	188	17.1	$10.97 \pm 0.81$	$6.02 \pm 1.51$
RM-2	600 °C	9.33	1.19	$8.03 \pm 0.42$	$8.13 \pm 1.02$
	1200 °C	62.6	6.75	$9.23 \pm 0.17$	$16.15 \pm 0.91$
	1700 °C	13.7	1.78	$7.66 \pm 0.19$	$7.64 \pm 0.70$
	Сумма	85.6	9.72	$8.81 \pm 0.65$	$13.61 \pm 2.46$
КО-1	Сумма	-	-	7.80	3.10

ПРИМЕЧАНИЕ. Ошибки измерения концентраций неона составляют 3%.

Анализ диаграммы (рис.11.3) позволяет выделить два типа радиогенного неона. Неон с максимальным вкладом  $^{21}Ne$  ( $Ne_{РАД-I}$ ) близок по изотопному составу к каноническому радиогенному неону с небольшим вкладом атмосферного и, возможно, мантийного неона. Радиогенные изотопы неона образуются преимущественно в ядерных реакциях  $^{18}O(\alpha,n)^{21}Ne$  и  $^{19}F(\alpha,n)^{22}Na(\beta+)^{22}Ne$ . Соотношение изотопов  $^{21}Ne^*$  и  $^{22}Ne^*$ , наблюдаемое в  $Ne_{РАД-I}$ , свидетельствует об их генерации в породах со среднекоровым отношением кислорода к фтору  $O/F \sim 750$ , хотя изотопный состав неона природных газов соответствует более низкому соотношению элементов-мишеней. Такое различие, возможно, обусловлено повышенными концентрациями фтора относительно кислорода в акцессорных минералах (апатит и др.) - основных источников  $\alpha$ -излучения в гранитных породах.

Неон с максимальным вкладом  $^{22}Ne$  ( $Ne_{РАД-II}$ ) является наиболее загадочным компонентом. Такой неон выделен при нагреве образцов DBM-7 и DBM-11 до относительно низкой температуры (600°C) и, поэтому, вероятнее всего, ассоциируется с захваченным во включения в минералах флюидом.

Изотопный состав ( $Ne_{РАД-II}$ ) не является уникальным для Кольского региона: он находится на линии смешения атмосферного неона и радиогенного неона карбонатитов - пород аномально богатых летучими компонентами, включая фтор. Положение одной из этих проб показано на рисунке (КО-1), координаты двух других находятся за его пределами. Они характеризуют карбонатиты Хибинского массива (обр. 3):  $^{20}Ne/^{22}Ne = 2.9$ ,  $^{21}Ne/^{22}Ne = 0.044$ ; обр. 6:  $^{20}Ne/^{22}Ne = 3.1$ ,  $^{21}Ne/^{22}Ne = 0.039$  (Толстихин и др., 1985).

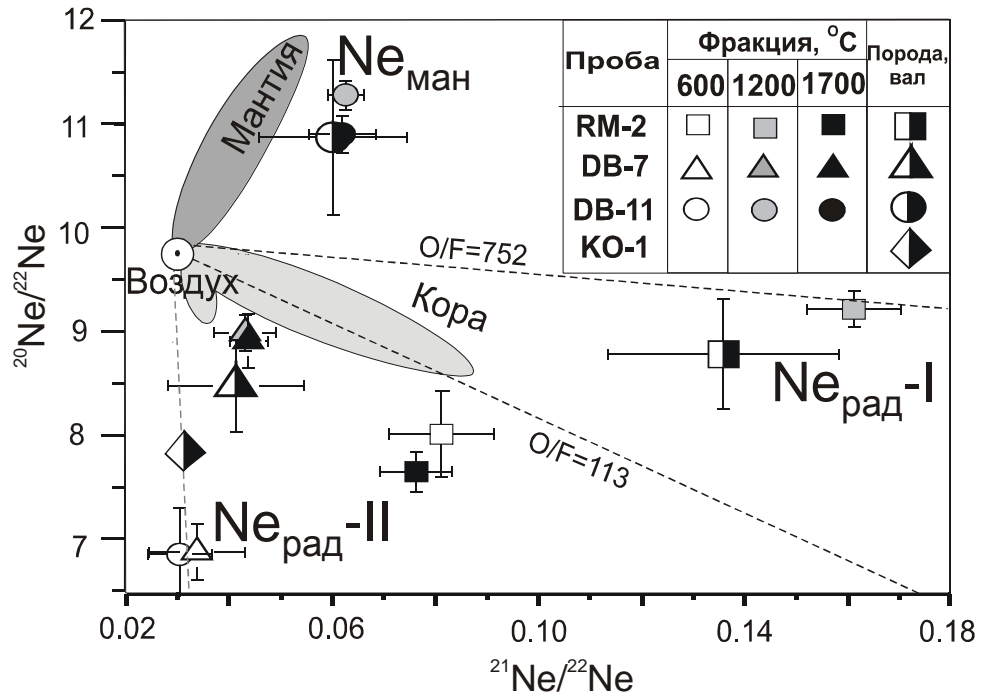


Рис.11.3. Изотопный состав неона в ультраосновных породах Мончеплутона и щелочных породах Контозера. Номера проб и обозначения к ним на рис. 1.3, 11.4, 11.5 и 11.6 однотипные. На этом и последующих рисунках погрешности квадратические

Таким образом, формально изотопные характеристики  $Ne_{РАД-II}$  могут быть объяснены смешением атмосферного неона (изотопный состав аргона этих фракций также указывает на вклад атмосферной компоненты) и радиогенного неона, возникшего в высокофтористых породах, причем смешение произошло до захвата этого неона минералами Мончеплутона.

Геологическая подоплека появления такого неона в породах Мончеплутона в настоящее время остается не ясной: не известны реальные источники  $Ne_{РАД-II}$  и время его захвата. Включения, декрепитировавшие при температуре 600 °C, возможно были вторичными и захват флюида мог произойти намного позднее формирования пород. Для объяснения этого интересного наблюдения необходимы дальнейшие исследования.

Изотопные составы  $Ne_{МАН}$ ,  $Ne_{РАД-I}$  и  $Ne_{РАД-II}$  (рис.11.3) позволяют определить соотношение первичного (солнечного), радиогенного и атмосферного неона. Вкладом  $^{20}Ne_{РАД}$ , близким по значению к вкладу  $^{21}Ne_{РАД}$ , можно

пренебречь из-за высокой распространенности  $^{20}\text{Ne}$  в природном неоне. Предполагая, что наблюдаемые вариации отношения  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{ИЗМ}}$  обусловлены добавкой солнечного неона к  $\text{Ne}_{\text{РАД-II}}$ , можно оценить вклад солнечного неона из следующей пропорции:

$$^{20}\text{Ne}_{\text{СОЛ}} = ^{20}\text{Ne}_{\text{ИЗМ}} \times (^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{ИЗМ}} - ^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{РАД-II}}) / (^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{СОЛ}} - ^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{РАД-II}}),$$

где отношение  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{СОЛ}} = 13.7$  определено на основе изучения метеоритов и анализа солнечного ветра (Wieler, 2002). Соответственно,  $^{20}\text{Ne}_{\text{АТМ}}$  находится как разность  $^{20}\text{Ne}_{\text{ИЗМ}} - ^{20}\text{Ne}_{\text{СОЛ}}$  (табл. 11.4).

$^{21}\text{Ne}_{\text{РАД}}$  определяется из соотношения:

$$^{21}\text{Ne}_{\text{РАД}} = ^{21}\text{Ne}_{\text{ИЗМ}} - ^{20}\text{Ne}_{\text{СОЛ}} \times ^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}_{\text{СОЛ}} - ^{20}\text{Ne}_{\text{АТМ}} \times ^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}_{\text{АТМ}},$$

и  $^{22}\text{Ne}_{\text{РАД}}$  находится из аналогичного соотношения, поскольку изотопные составы солнечного и атмосферного неона известны (Wieler, 2002; Ozima, Podosek, 2002). Рассчитанные концентрации солнечной, радиогенной и атмосферной компонент используются ниже для мультиэлементного анализа с использованием постоянства отношений, в которых генерируются такие изотопы как  $^4\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}^*$ ,  $^{136}\text{Xe}^*$ .

#### 11.4. Калий и изотопы аргона

Концентрации калия и радиогенного Ar, определенные в пробах пород ультраосновного состава (табл.11.5), соответствуют аномально высоким значениям K-Ar возраста - более 12 млрд лет для образца SM-10.

Таблица 11.5

Содержание и изотопный состав аргона и содержание калия в пробах интрузивных, дайковых и метаморфических пород Мончегорского района

№ проб	Плавление		Дробление		$^{40}\text{Ar}^* \times 10^{-6}$ , нсм <sup>3</sup> /г	$K_{\text{ИЗМ}}$ , г/т
	$^{40}\text{Ar}_{\text{ИЗМ}} \times 10^{-6}$ , нсм <sup>3</sup> /г	$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{ИЗМ}}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{ИЗМ}} \times 10^{-6}$ , нсм <sup>3</sup> /г	$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{ИЗМ}}$		
1	2	3	4	5	6	7
AB-2	117.4	9622.3 ± 77.9	-	-	113.8	-
AB-3	124.0	21539 ± 617	-	-	122.3	-
AB-4	-	-	-	-	160	7700
AB-5	-	-	-	-	257	15000
AB-6	-	-	-	-	354	16000
AB-6.1	-	-	-	-	111	-
СНМ-1	34.0	7268 ± 293	-	-	-	-
DBM-3	65.4	5617 ± 68	-	-	-	-
DBM-5	7.8	1279.3 ± 18.7	-	-	-	-
DBM-6	-	-	47.8	7779.4	-	-
DBM-7 <sup>1</sup>	0.2	822.8 ± 16.4	-	-	0.12	-
DBM-7 <sup>2</sup>	69.9	4321.2 ± 230.3	-	-	65.1	-
DBM-7 <sup>3</sup>	12.5	3611.7 ± 175.7	-	-	11.5	-
DBM-7 <sup>4</sup>	82.7	4155.9 ± 435.9	-	-	76.8	-
DBM-9	-	-	5.2	3332	-	-



Продолжение табл.11.5

1	2	3	4	5	6	7
DBM-10	-	-	2.6	2062	-	-
DBM-11 <sup>1</sup>	0.6	358.0 ± 5.8	-	-	0.11	-
DBM-11 <sup>2</sup>	5.5	1995.3 ± 479.8	-	-	4.7	-
DBM-11 <sup>3</sup>	3.4	3442.6 ± 55.8	-	-	3.1	-
DBM-11 <sup>4</sup>	9.5	1747.0 ± 441.1	3.7	2040.1	7.9	-
DBM-12	22.4	6124.0 ± 176.9	-	-	21.3	-
KM-1	-	-	-	-	12	-
LM-1	-	-	-	-	23	-
LM-2	-	-	-	-	15	-
LM-3	-	-	-	-	6.5	-
LM-4	-	-	-	-	22	-
LM-4.1	-	-	-	-	28	-
LM-4.2	-	-	-	-	26	-
LM-5.1	-	-	-	-	12	-
LM-6	-	-	-	-	7.4	-
LM-6.1	-	-	-	-	19	-
LM-7	-	-	-	-	18	-
ML-1	-	-	5.3	1581	-	-
MT-2	68.2	12175.0±314.3	-	-	66.5	-
MT-5	101.0	6040 ± 34	-	-	96.1	-
MT-10	43.0	4956 ± 88	-	-	40.4	-
MT-11	-	-	58.8	6033	-	-
MT-12	-	-	-	-	11	-
MT-16	-	-	-	-	83	-
MT-17	-	-	-	-	81	-
MT-18	-	-	-	-	69	-
MT-19	-	-	-	-	60	-
MT-20.1	-	-	-	-	32	-
MT-21.1	-	-	-	-	23	-
MT-21.2	-	-	-	-	25	-
MT-22.1	-	-	-	-	205	-
MT-22.2	-	-	-	-	75	-
MT-23.1	-	-	-	-	56	-
MT-23.2	-	-	-	-	15	-
MT-24.1	-	-	-	-	139	-
MT-24.3	-	-	-	-	80	-
MT-24.4	-	-	-	-	69	-
MT-25.1	-	-	-	-	15.4	-
MT-25.2	-	-	-	-	15	-
MT-26.1	-	-	-	-	22	-
MT-26.2	-	-	-	-	21	-
NM-1	-	-	39.9	8853.4	-	-
NM-3	-	-	38.7	9652	-	-
NM-4	-	-	36.3	15901	-	-
NYM-1	-	-	45.0	7860	-	-
NYM-2	-	-	19.9	3622.9	-	-
NYM-3	-	-	38.8	7486	-	-

Окончание табл. 11.5

1	2	3	4	5	6	7
PZ-1	-	-	101.0	3260.7	-	-
RM-1	73.4	19325 ± 433	-	-	72.3	-
RM-2 <sup>1</sup>	7.2	3881.0 ± 225.3	-	-	6.7	-
RM-2 <sup>2</sup>	9.1	3720.0 ± 215.6	-	-	8.4	-
RM-2 <sup>3</sup>	3.8	4812.0 ± 301.2	-	-	3.5	-
RM-2 <sup>4</sup>	20.1	3946.4 ± 500.0	-	-	18.6	-
RM-3	63.0	16474 ± 553	-	-	61.9	-
SM-1	-	-	-	-	16	-
SM-1.1	-	-	-	-	26	-
SM-1.2	-	-	-	-	50	-
SM-1.3	-	-	-	-	26	-
SM-2	-	-	-	-	43	-
SM-6	-	-	-	-	41	-
SM-7	-	-	-	-	33	8
SM-9	-	-	-	-	180	-
SM-10	-	-	-	-	70	50
SM-11	-	-	-	-	20	40
SM-12	-	-	-	-	58	115
SM-14.1	-	-	-	-	31	-
SM-14.2	-	-	-	-	43	-
SM-15	-	-	-	-	55	-
SM-15.1	-	-	-	-	21	-
TM-2	-	-	45.2	7272.9	-	-

ПРИМЕЧАНИЕ. № пробы<sup>1</sup> - газ выделялся из пробы при температуре 600°C, <sup>2</sup> - 1200°C, <sup>3</sup> - 1700 °C, <sup>4</sup> - из всей пробы. Ошибка анализа содержания аргона равна 5%; для отношений <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar для уровней 300, 10<sup>3</sup>, 10<sup>4</sup> она составляет (в %) соответственно 0.5, 2 и 10 (исключая те отношения, для которых в таблице приведены ошибки).

Высокое <sup>40</sup>Ar/<sup>40</sup>K отношение согласуется с выводом о генерации всех радиогенных изотопов благородных газов до их захвата породами Мончеплутона. Высокие отношения <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar, которые варьируют в пределах 2000-20000, в аргоне, выделенном из пород и минералов при их плавлении или дроблении в вакууме (за исключением одного образца с отношением 1500) и в свободном газе из скважины горы Сопча (3000), отражают относительно малый вклад захваченного атмосферного Ar. Он намного меньше, чем обилие атмосферного аргона в подавляющем большинстве (99%) природных газов и вод. Действительно, отношения <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar в образцах Мончеплутона намного выше среднего значения <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar=490 в 519 природных газовых залежах и заметно выше среднего значения 890, установленного для газов микровключений (данные по 104 образцам из работы (Прасолов, 1990)). Однако следует отметить, что аргон низкотемпературных фракций, выделенных из образцов DBM-7 и DBM-11 и содержащих «странный» неон Ne<sub>РАД-II</sub>, характеризуется более низкими отношениями <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar=370 и 1700 соответственно, даже после коррекции на фон масс-спектрометра (измеренные отношения были еще ниже). Для идентификации источника атмосферного аргона в этих фракциях требуются дополнительные исследования.

## 11.5. Изотопы ксенона

Ксенон имеет 9 стабильных изотопов, 5 из которых являются в то же время и дочерними - продуктами деления тяжелых ядер. Данные по содержанию и изотопному составу ксенона, выделенные из пород Мончеплутона, представлены в табл. 11.6.

В отношении изотопов  $^{136-131}\text{Xe}$ , возникающих при делении тяжелых элементов таких как  $^{244}\text{Pu}$ ,  $^{238}\text{U}$  и  $^{235}\text{U}$  необходимо отметить, что анализ изотопного состава ксенона, выделенного из ксенолитов высокоглиноземистых гнейсов «критического» горизонта горы Нюд (Верховский и др., 1984), позволил идентифицировать спонтанное деление  $^{238}\text{U}$  как процесс ответственный за генерацию ксенона. Новые данные, полученные для ультрабазитов Мончеплутона, не противоречат такой интерпретации: на графике с координатами  $^{134}\text{Xe}/^{136}\text{Xe}$  -  $^{132}\text{Xe}/^{136}\text{Xe}$  фигуративные точки располагаются вдоль прямой смещения  $\text{Xe}^*$ , возникающего при делении урана с атмосферным ксеноном (Верховский и др., 1984, рис.3).

Вклад  $^{136}\text{Xe}^*$  рассчитывается из соотношения:  
$$^{136}\text{Xe}^* = ^{132}\text{Xe}_{\text{ИЗМ}} \times (^{136}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}_{\text{ИЗМ}} - ^{136}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}_{\text{АТМ}}).$$

Ксенон, выделенный из ультрабазитов Мончеплутона, кроме ксенона деления, содержит также вклад радиогенного  $^{129}\text{Xe}^*$ , возникшего при распаде короткоживущего изотопа  $^{129}\text{I}$  (период полураспада 15 млн лет): измеренные отношения  $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$  заметно превышают атмосферное значение.  $^{129}\text{Xe}^*$  надежно идентифицирован в породах и флюидах мантийного генезиса (Tolstikhin, O'Nions, 1996) и ассоциируется с первичным (солнечным)  $^3\text{He}$  и  $^{20}\text{Ne}_{\text{СОЛ}}$ . Вклад  $^{129}\text{Xe}^*$  определяется по формуле, аналогичной приведенной выше для  $^{136}\text{Xe}^*$ .

## 11.6. Обсуждение: происхождение и эволюция захваченных флюидов

### *Солнечные (первичные) изотопы и $^{129}\text{Xe}^*$ (мантийный компонент флюида)*

Как это следует из вышеприведенных данных, породами Мончеплутона захвачены солнечные (первичные) благородные газы, находившиеся в недрах Земли уже во время ее аккреции (Мамырин и др., 1969; Tolstikhin, Hofmann, 2003). Прежде всего, к ним относится  $^3\text{He}$ , причем отношения  $^3\text{He}_{\text{РАД}}/^3\text{He}_{\text{ИЗМ}}$  намного меньше 1 практически во всех исследованных пробах. Это позволяют предполагать, что весь  $^3\text{He}$  в породах Мончеплутона - солнечный, т.е.  $^3\text{He}_{\text{ИЗМ}} = ^3\text{He}_{\text{СОЛ}}$ . Вклад первичного  $\text{Ne}$  определяется менее надежно, особенно если отношения  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{ИЗМ}}$  близки или ниже  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{АТМ}}$ . Начальное соотношение  $^{20}\text{Ne}/^3\text{He}_{\text{СОЛ}} \approx 2.6$  в недрах Земли надежно определено из данных космохимии (Wieler, 2002).

Вклад  $^{129}\text{Xe}^*$  в принципе идентифицируется достаточно надежно как превышение измеренных отношений  $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$  над атмосферным значением. Однако начальное соотношение  $^{129}\text{Xe}^*/^3\text{He}_{\text{СОЛ}}$  в недрах мантии не может быть оценено из космохимических данных из-за различия источников йода и гелия в веществе метеоритов; такая оценка была выполнена на основе моделирования процесса дегазации Земли:  $^{129}\text{Xe}^*/^3\text{He}_{\text{СОЛ}} \approx 7 \times 10^{-4}$  (Tolstikhin, Marty, 1998).

Таблица 11.6

Измеренные содержания и изотопный состав ксенона в дунитах (DBM-11) и хромититах (DBM-7) Дунитового блока и дунитах из корней Мончеплутона (RM-2)

№ проб	Температурная фракция	$^{132}\text{Xe} \times 10^{-12}$ , нсм <sup>3</sup> /Г	$^{128}\text{Xe}/^{132}\text{Xe} \times 10^{-2}$	$^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe} \times 10^{-1}$	$^{130}\text{Xe}/^{132}\text{Xe} \times 10^{-1}$	№ проб	Температурная фракция	$^{131}\text{Xe}/^{132}\text{Xe} \times 10^{-1}$	$^{134}\text{Xe}/^{132}\text{Xe} \times 10^{-1}$	$^{136}\text{Xe}/^{132}\text{Xe} \times 10^{-1}$
DBM-11	600°C	5.26	7.01±0.29	9.54±0.12	1.44±0.05	DBM-11	600°C	7.94±0.14	3.94±0.09	3.43±0.07
	1200°C	4.70	7.10±0.42	10.06±0.19	1.53±0.05		1200°C	7.88±0.18	4.00±0.10	3.47±0.12
	1700°C	3.07	7.69±0.40	10.03±0.21	1.54±0.05		1700°C	7.65±0.17	3.95±0.10	3.52±0.14
	Сумма	13.03	7.20±0.83	9.84±0.78	1.50±0.14		Сумма	7.85±0.64	3.96±0.34	3.46±0.32
DBM-7	600°C	1.66	5.76±0.66	9.62±0.21	1.47±0.07	DBM-7	600°C	8.39±0.20	3.93±0.15	3.53±0.11
	1200°C	21.79	7.11±0.14	9.96±0.07	1.49±0.02		1200°C	7.83±0.63	4.00±0.06	3.44±0.05
	1700°C	6.02	7.10±0.44	1.00±0.12	1.53±0.05		1700°C	7.88±0.12	4.01±0.08	3.49±0.08
	Сумма	29.47	7.03±1.07	9.96±0.77	1.50±0.14		Сумма	7.87±0.62	4.00±0.34	3.46±0.29
RM-2	600°C	1.62	6.77±0.90	9.94±0.20	1.55±0.07	RM-2	600°C	7.85±0.18	3.75±0.08	3.69±0.18
	1200°C	9.43	6.59±0.23	9.94±0.11	1.55±0.04		1200°C	7.79±0.11	4.13±0.06	3.60±0.08
	1700°C	7.91	6.50±0.23	1.02±0.08	1.41±0.04		1700°C	7.85±0.09	4.10±0.05	3.61±0.10
	Сумма	18.96	6.57±1.05	1.00±0.78	1.49±0.14		Сумма	7.82±0.62	4.08±0.32	3.61±0.34

ПРИМЕЧАНИЕ. Ошибки измерения концентраций ксенона составляют 3%.

Представленные выше начальные соотношения сопоставляются с измеренными значениями на рис.11.4. С учетом процессов, предшествовавших захвату первичных газов породами Мончеплутона (захват вещества «родительского» резервуара конвертирующими породами нижней мантии, подъем из недр нижней мантии, формирование мантийных расплавов и их дегазация, кристаллизационная дифференциация и фракционирование в системе минеральная фаза - остаточный расплав - флюид), следует признать, что все они вместе взятые привели к умеренному фракционированию первичных газов: наблюдаемые отношения отличаются от начальных не более чем в 10 раз в 5 анализах из 7. Для сравнения отметим, что в стеклах MORB отношение  $^{20}\text{Ne}/^3\text{He}_{\text{сол}}$  изменяется в  $\sim 10000$  раз (Honda, Patterson, 1999; Tolstikhin et al., 2002). Это, по-видимому, обусловлено фракционированием в системе расплав - флюид во время дегазации расплава и удаления флюида из этой системы. Судя по рис.11.4, наблюдаемые отношения близки к начальным или несколько выше их, что свидетельствует, скорее всего, о преимущественном удалении из родительских расплавов или еще «горячих», вновь сформированных минералов наиболее подвижного гелия.

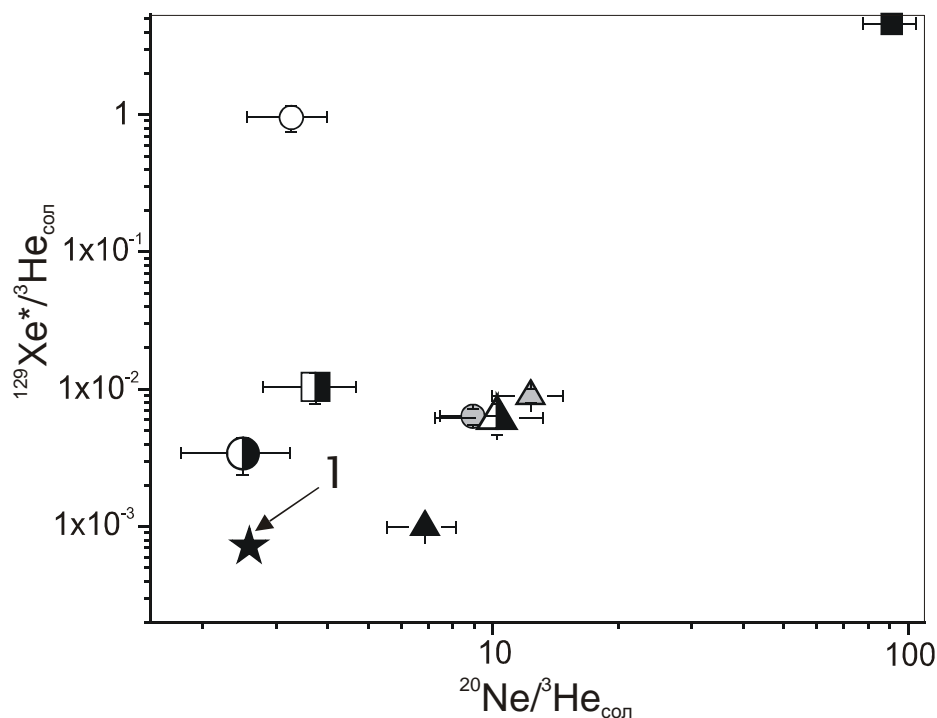


Рис.11.4. Диаграмма изотопных отношений  $^{129}\text{Xe}^*/^3\text{He}_{\text{сол}}$  и  $^{20}\text{Ne}/^3\text{He}_{\text{сол}}$ . Звездочкой обозначена точка, определенная начальными соотношениями  $^{129}\text{Xe}^*/^3\text{He}_{\text{сол}} = 7.18 \times 10^{-4}$  и  $^{20}\text{Ne}/^3\text{He}_{\text{сол}} = 2.588$

Таким образом, анализ соотношений первичных благородных газов позволяет сделать вывод: «предыстория» захваченной мантийной компоненты флюида была сравнительно простой и не привела к сильному фракционированию благородных газов. Умеренная дегазация была наиболее вероятной причиной несколько повышенных наблюдаемых отношений  $^{20}\text{Ne}/^3\text{He}_{\text{сол}}$  и  $^{129}\text{Xe}^*/^3\text{He}_{\text{сол}}$  по сравнению со значениями, предполагаемыми для глубинного мантийного резервуара - источника этих изотопов в мантии Земли.

### **Радиогенные изотопы (коровый компонент флюида).**

При интерпретации радиогенных благородных газов благоприятным является то, что четыре изотопа  $^4\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}^*$ ,  $^{40}\text{Ar}^*$  и  $^{136}\text{Xe}^*$  образуются в породах мантии и коры Земли в примерно постоянных пропорциях. Постоянство отношения  $^{21}\text{Ne}^*/^4\text{He} \cong 5 \times 10^{-8}$  обусловлено генерацией  $^{21}\text{Ne}^*$  преимущественно вследствие ( $\alpha$ , n) реакции на ядрах  $^{18}\text{O}$ ; поскольку концентрация кислорода в породах примерно постоянная, количество возникшего  $^{21}\text{Ne}^*$  прямо пропорционально потоку  $\alpha$ -частиц - потенциальных атомов гелия. Постоянство отношения  $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He} \sim 0.3$  отражает постоянство отношения K/U в породах коры и мантии. Оба элемента являются несовместимыми и ведут себя примерно одинаково в системе расплав - респит. И, наконец, гелий генерируется преимущественно при  $\alpha$ -распаде U, а ксенон - при делении тяжелого изотопа  $^{238}\text{U}$ . Вклад гелия, возникшего при распаде Th, невелик, да и отношение Th/U в породах коры и мантии Земли варьирует обычно в узких пределах:  $4 \pm 1$  (Kramers, Tolstikhin, 1997); соответственно и отношение дочерних изотопов  $^{136}\text{Xe}^*/^4\text{He}$  примерно постоянное, равное  $2 \times 10^{-9}$ .

Анализ данных наблюдаемых и ожидаемых (постоянных) отношений, отраженных на рис.11.5 и 11.6, позволяет сделать следующий вывод: умеренное фракционирование радиогенной (коровой) компоненты свидетельствует о несложной предыстории захваченного флюида.

Преимущественная миграция гелия из пород и минеральных фаз приводит к пониженным отношениям ксенона и неона к гелию во флюидной фазе (в подземных водах и природных газах) и, соответственно, в минералах, которые захватили флюид (Прасолов, 1990, и др.). Именно такие пониженные отношения и наблюдаются в благородных газах в изученных пробах, за исключением трех температурных фракций с наиболее низкими количествами гелия. Последнее возможно, обусловлено предварительным прогревом образцов до их анализа, что является артефактом.

### **Атмогенные изотопы - вклад метеорной воды**

Наблюдаемые отношения атмогенных компонентов близки к таковым в пресных поверхностных водоемах и в воде метеорных осадков, находящихся в равновесии с атмосферой. Отношения  $^{20}\text{Ne}/^{130}\text{Xe}_{\text{АТМ}}$  совпадают со значениями в метеорных водах (300) или немного ниже этих значений (максимальное различие в  $\sim 2$  раза). Отношения  $^{36}\text{Ar}/^{130}\text{Xe}_{\text{АТМ}}$  отличаются от значения 2250, характерного для растворенного воздуха, как в сторону понижения, так и повышения в 3 раза и менее. Поэтому вновь можно говорить о сравнительно простой предыстории захваченных атмогенных благородных газов и родительских флюидов, близких по всей видимости, к метеорным водам.

### **Время захвата благородных газов (и родительских флюидов) минералами**

В принципе могут рассматриваться 2 возможных сценария. По первому сценарию мантийные, (преимущественно) радиогенные и (частично) атмогенные компоненты были захвачены на «магматической» стадии кристаллизации магм и/или в ходе близких по времени позднемагматических процессов. Атмогенные компоненты могли быть захвачены и в ходе эволюции пород Мончеплутона, т.е.

после его формирования; небольшой вклад радиогенных газов мог также иметь место на этой длительной стадии. Согласно второму сценарию все благородные газы, включая родительские флюиды, были захвачены после становления Мончеплутона, в ходе длительного взаимодействия флюид - порода.

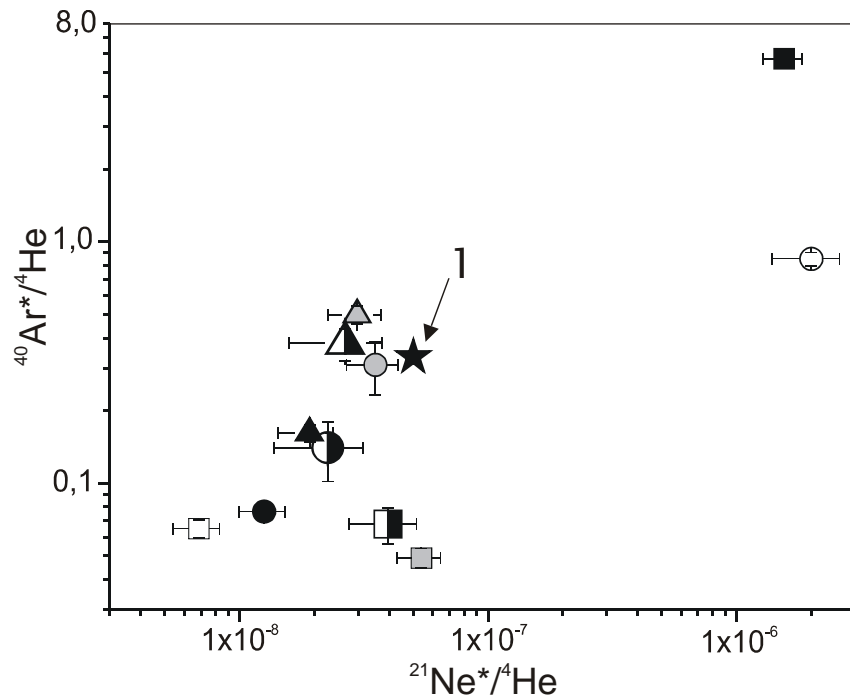


Рис.11.5. Диаграмма изотопных отношений  $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}$  и  $^{21}\text{Ne}^*/^4\text{He}$ . Звездочкой обозначена точка, определенная продуктивными соотношениями  $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}=3.33 \times 10^{-1}$  и  $^{21}\text{Ne}^*/^4\text{He}=5.0 \times 10^{-8}$

В настоящее время первый сценарий представляется более предпочтительным, так как в его пользу свидетельствуют следующие данные. Во-первых, оливины наиболее ювенильных, мономинеральных пород - дунитов, образовавшиеся, судя по высокому индексу магнезиальности, при повышенных температурах, содержат гелий с наибольшим вкладом мантийного  $^3\text{He}$ . В противоположность этому, низкотемпературные и вторичные минералы (амфиболы) не содержат гелий с пониженными отношениями  $^4\text{He}/^3\text{He}$ , близкими к изученным в дунитах. Во-вторых, было надежно установлено различие изотопного состава гелия в оливине и ортопироксене из одной и той же пробы дунита (табл.11.2, пробы SM-14.1 и SM-14.2). Оливин содержит гелий с заметно более низким отношением  $^4\text{He}/^3\text{He}$ , чем кристаллизовавшийся позднее ортопироксен.

Таким образом, полученные нами данные свидетельствуют о том, что смешение и захват мантийной и коровой компонент происходили уже в ходе кристаллизационной дифференциации родительских расплавов и непосредственно на стадии, следующих за ней, автотематоморфических процессов. Атмосферные газы могли быть захвачены значительно позднее, например, в ходе метаморфических преобразований пород.

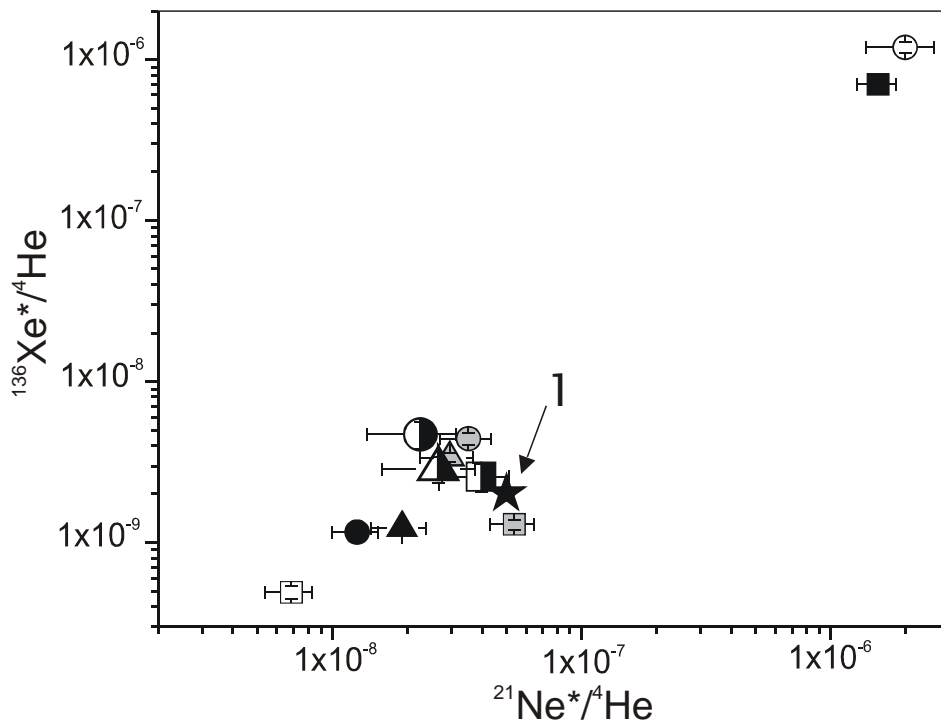


Рис.11.6. Диаграмма изотопных отношений  $^{136}\text{Xe}^*/^4\text{He}$  и  $^{21}\text{Ne}^*/^4\text{He}$ . Звездочкой обозначена точка, определенная продуктивными соотношениями  $^{136}\text{Xe}^*/^4\text{He}=2.02 \times 10^{-9}$  и  $^{21}\text{Ne}^*/^4\text{He}=5.0 \times 10^{-8}$

### Возраст захваченной коровой компоненты флюида

Оценка возраста подземных флюидов по отношению  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  основана на следующих предпосылках. Хотя породы земной коры и составляющие их минеральные фазы удерживают радиогенный, генерированный *in situ* аргон намного лучше чем гелий, в ранних работах Э.К.Герлинга (1961) и его учеников было показано, что некоторые породообразующие минералы магматических пород и, прежде всего, микроклины, обычно теряют около 30%  $^{40}\text{Ar}^*$ . Осадочные породы также теряют радиогенный  $^{40}\text{Ar}^*$  в ходе диагенетических преобразований в системе вода - порода. Миграция  $^{40}\text{Ar}^*$  из минералов во флюид (изначально близкий по составу к погружившейся в недра метеорной воде, содержавшей атмосферный  $^{36}\text{Ar}$ ) приводит к росту отношения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  во флюиде. Наблюдаемое в «древнем» флюиде отношение пропорционально концентрации калия в породах, вмещающих флюид, соотношению между сохранившимся в породах и потерянным ими  $^{40}\text{Ar}^*$ , между массой породы и флюида в единице объема (т.е. пористости), и времени миграции флюида в подземной геосфере. Последний параметр наиболее переменный: «возраст» воды может изменяться на многие порядки величины.

Предположим, что содержание калия, носителем которого является преимущественно микроклин, составляет 0.7% в архейских породах тоналитового состава, широко распространенных по данным (Ветрин, 1984) на территории Кольского полуострова, и что около 30% радиогенного аргона,



возникшего в микроклинах, теряется минералами (Герлинг, 1961). Далее предположим, что история мигрирующего флюида была относительно простой, и он избежал частичной дегазации. Так как пористость магматических пород приближенно равна 1%, а флюид, захваченный породами Мончеплутона, характеризуется весьма высокими отношениями  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  (около 20000), то простая модель с изложенными выше параметрами приводит к расчетному времени жизни флюида в подземной геосфере (до его захвата породами Мончеплутона 2.5 млрд лет тому назад) около 2 млрд лет. Таким образом, с учетом изотопного возраста пород Мончеплутона, суммарный возраст флюида составляет около 4.5 млрд лет, т.е. он близок к возрасту Земли. Вариации использованных параметров, например, более высокая концентрация калия и/или худшая сохранность  $^{40}\text{Ar}^*$  во вмещающих породах, позволяют снизить этот нереалистичный суммарный возраст; тем не менее возраст флюида, захваченного породами Мончеплутона, наиболее вероятно является весьма древним и составляет несколько сотен миллионов лет.

## Выводы

В данной главе обсуждались вопросы происхождения и эволюции древних флюидов земной коры на основе изучения концентраций и изотопного состава благородных газов в раннепротерозойских породах, рудах и минеральных фазах Мончеплутона, Мончетундровского массива, секущих их дайках и вмещающих высокометаморфизованных образованиях архейского комплекса. Кроме опубликованных ранее данных по гелию, в главе представлены новые измерения изотопного состава всех благородных газов (исключая криптон).

В результате их интерпретации сформулированы следующие выводы:

1) Благородные газы в породах и минералах Мончеплутона, а также гелий в породах Мончетундровского массива являются преимущественно захваченными.

2) Соотношения радиогенных и первичных (солнечных) изотопов гелия, неона, аргона и ксенона свидетельствуют об определенном вкладе мантийного, корового и атмосферного компонентов в составе флюидов Мончеплутона.

3) Гелий во флюиде имеет преимущественно коровое происхождение, а захват его корового и мантийного компонентов породами и «первичными» минералами Мончеплутона, и, по-видимому, породами Мончетундровского массива происходил на магматической стадии.

4) Время циркуляции флюида в породах земной коры до его захвата породами 2.5 млрд лет тому назад оценивается в сотни миллионов лет.

5) Во время эволюции флюида, процессы приводящие к фракционированию изотопов (например, дегазация), имели небольшую роль.

6) Изотопный состав неона с весьма низкими отношениями  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  свидетельствует о формировании специфического компонента флюида среди фторсодержащих щелочных пород. Выделение богатого  $^{22}\text{Ne}$  компонента при низких температурах нагрева проб, по-видимому, из газовой-жидкой вторичных включений, позволяет выдвинуть предположение, что этот компонент сформировался и был захвачен уже после формирования Мончеплутона.

## Глава 12

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ И ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫХ РУД МОНЧЕПЛУТОНА

---

#### 12.1. Классификация и основные типы месторождений и рудопроявлений

В Мончегорском районе известно 36 месторождений, рудопроявлений и точек минерализации медно-никелевых, платинометалльных и хромитовых руд, из которых только медно-никелевые, приуроченные непосредственно к породам Мончеплутона, были освещены в работах (Елисеев и др., 1956; Минеральные..., 1981; Горбунов и др., 1985).

Месторождения и рудопроявления Мончеплутона классифицировались на основе различных признаков, в том числе морфологических, генетических и структурных, а также по минеральному составу (Елисеев и др., 1956; Атлас..., 1973; Бартнев, 1975г., Горбунов и др., 1985). По структурным признакам были выделены *вкрапленные, массивные, жильные, гнездовые и гнездово-вкрапленные руды*; по генетическим признакам - *сингенетические, эпигенетические, шлировые и инъекционные руды*; по морфологическим признакам - *пластовые придонные руды, «висячие» пласты, висячие «слепые» жилы, глубинные руды, руды в интрузивных породах и в тектонических зонах*; по минеральному составу - *магнетитовые, пирротин-магнетитовые, пирротин-халькопиритовые, халькопирит-пентландит-пирротиновые, халькопирит-пиритовые, медные и «медно-платиновые».*

В последние годы произошла переоценка рудного потенциала района, так как были обнаружены платинометалльные руды в метагабброноритах и хромитовые руды в дунитах. В настоящее время укоренились новые названия: *малосульфидные и безсульфидные* платинометалльные руды, а в новом Сопчеозерском хромитовом месторождении главным текстурным типом руд является *полосчатый*. В Мончеплутоне, наряду с традиционными *кобальт-медно-никелевыми*, были выделены новые типы рудопроявлений и месторождений - *титановые, платинометалльные и хромовые*.

Таким образом, ранее существующие классификации руд Мончеплутона, уже не учитывают новые данные. По нашему мнению в основе модифицированной классификации должна быть положена прежде всего макрорасслоенность Мончеплутона, которая в значительной степени и определяет пространственно- и генетически связанные различные рудные концентрации. В результате анализа текстурно-структурных особенностей и вещественного состава руд установлена тесная связь типов оруденения с типами пород, которая отражена в табл.12.1. Использование предлагаемой классификации позволяет более целенаправленно проводить анализ продуктивности расслоенных комплексов и акцентировать внимание на недостаточно изученные.

Таблица 12.1

## Месторождения и рудопроявления Ni, Cu и ЭПГ Мончеплутона

Место локализации	Габбро		Габбронориты	Нориты		
	1	2	3	4	5	6
Месторождение, рудопроявление	<i>Рудопроявление габбро 10-й аномалии</i>	<i>Рудопроявление габбро 10-й аномалии</i>	<i>Рудопроявление Вурэчуайвенч</i>	<i>Рудопроявление аномалии С-38 (гора Нюд)</i>	<i>Месторождение Нюд-II</i>	<i>Месторождение Терраса (гора Нюд)</i>
Генетический тип	Сингенетический	Сингенетический	Сингенетический эпигенетический	Сингенетический	Сингенетический, эпигенетический	Сингенетический, эпигенетический
Текстуры	Вкрапленные	Вкрапленные, гнездово-вкрапленные	Вкрапленные, прожилковые, гнездовые	Вкрапленная, прожилковая, шлировая	Вкрапленная, гнездовая, шлировая, прожилковая	Вкрапленная, гнездовая, прожилково-вкрапленная
Тип металла	Ti	Pt, Pd	Pt, Pd	Ni, Cu	Ni, Cu	Ni, Cu
Минеральный состав	окисный, титаномагнетитовый	сульфидный, котульскит-пирротин-пентландит-халькопиритовый	Малосульфидный котульскит-пирротин-пентландит-халькопиритовый	Окисно-сульфидный, халькопирит-пентландит-пирротиновый с магнетитом	Сульфидный пентландит-халькопирит-пирротиновый	Сульфидный халькопирит-пентландит-пирротиновый
Форма рудных тел, залежей	Пластовая (2 горизонта)	Линзовидная, пластообразная,	Линзовидная, пластообразная	Шлировая, прожилковая (штокообразная залежь)	Чашеобразный шток, гнездовая	Пластовая, гнездовая,
Вмещающие породы	Габбро	Габбро	Ритмично-расслоенная серия	Пойкилитовые нориты (30-40 м) выше подошвы	Оливиновые нориты	Оливиновые нориты
Рудоносные породы	Габбро	Габбро, габбро-диориты	Лейкократовые габбронориты, плагиоклазиты	Пойкилитовые нориты	Породы «критического» горизонта	Породы «критического» горизонта

Продолжение табл.12.1

Место локализации	Ортопироксениты			Зона переслаивания ортопироксенитов и перидотитов	
	7	8	9	10	11
Месторождение, рудопроявление	<i>Сопчеозерское, хромитовое</i>	<i>Рудное поле пласта «330»</i>	<i>Спутники пласта «330»</i>	<i>Жильное поле НКТ</i>	<i>Жильное поле горы Сопча</i>
Генетический тип	Сингенетический	Сингенетический	Сингенетический	Эпигенетический, сингенетический	Эпигенетический, сингенетический
Текстуры	Вкрапленная, полосчатая, массивная	Вкрапленная	Вкрапленная	Жильная, гнездовая	Жильная, гнездовая
Тип металла	<i>Cr</i>	<i>Ni, Cu</i>	<i>Ni, Cu</i>	<i>Ni, Cu, Pt, Pd</i>	<i>Ni, Cu, Pt, Pd</i>
Минеральный состав	Оксидный, хромитовый	Сульфидный халькопирит-пентландит-пирротинный	Сульфидный халькопирит-пентландит-пирротинный	Сульфидный пентландит-халькопирит-пирротинный	Сульфидный пентландит-халькопирит-пирротинный
Форма рудных тел, залежей	Пластовая	Пластовая, линзообразная	Пластовая, линзообразная	Жилы, гнезда (шлиры)	Жилы, гнезда (шлиры)
Вмещающие породы	Ортопироксениты	Ортопироксениты	Ортопироксениты	Гарцбургиты, ортопироксениты	Гарцбургиты, ортопироксениты
Рудоносные породы	Дуниты, плагиодуниты, перидотиты	Перидотиты, оливинные ортопироксениты	Оливиновые ортопироксениты	Гарцбургиты, ортопироксениты	Гарцбургиты, ортопироксениты

Место локализации	Плагиоклазовые гарцбургиты и гарцбургиты	Эндоконтактовая зона		Эндоконтактовая зона		
		12	13	14	15	16
Месторождение, рудопроявление	<i>Медно-платиноидные руды НКТ</i>	Донная залежь НКТ	<i>Ni</i> <i>вкрапленно-гнездово-прожилковые руды НКТ</i>	Донная залежь массива горы <i>Сопча</i>	Донная залежь западной части массива <i>Нюд-Поаз</i>	<i>Придонное оруденение северо-восточной части горы Поаз</i>
Генетический тип	Эпигенетический	Сингенетический	Эпигенетический	Сингенетический	Сингенетический	Сингенетический
Текстуры	Жильные гнездово-вкрапленные, вкрапленные	Вкрапленная, пегматоидная,	Жильные гнездово-вкрапленные, вкрапленные	Вкрапленная пегматоидная	Вкрапленная	
Тип металла	<i>Pt, Pd, Cu, Ni</i>	<i>Cu, Ni</i>	<i>Ni, Pt, Pd, Cu</i>	<i>Cu, Ni</i>	<i>Cu, Ni</i>	<i>Pt, Pd, Ni, Cu</i>
Минеральный состав	Сульфидный пентландит-пирротин-халькопиритовый	Сульфидный халькопирит-пентландит-пирротиновый	Сульфидный халькопирит-пирит-пентландит-пирротиновый	Сульфидный магнетит-халькопирит-пентландит-пирротиновый	Сульфидный халькопирит-пентландит-пирротиновый	Сульфидный халькопирит-пентландит-пирротиновый
Форма рудных тел, залежей	Жилоподобная, гнездовая	Пластовая серповидная	Жилоподобная	Пластовая	Пластовая	Пластовая
Вмещающие породы	Гарцбургиты	Плагиопироксениты, перидотиты, нориты	Нориты, габронориты	Нориты	Меланократовые нориты	Меланократовые нориты
Рудоносные породы	Гарцбургиты	Пегматоидные плагиопироксениты	Зоны дробления рассланцевания смятия	Пегматоидные нориты	Меланократовые нориты	

Место локализации	Приконтактовая зона			Приконтактовая зона	Рама	
	18	19	20	21	22	23
Месторождение, рудопоявление	<i>Рудопоявление аномалии С-39, гора Нюд</i>	<i>Рудопоявление аномалии Д-39, гора Нюд</i>	<i>Месторождение Морошковое озеро</i>	<i>Рудопоявление Нюд-III</i>	<i>Рудопоявление Приозерное</i>	<i>Рудопоявление аномалии Никелевый ручей</i>
Генетический тип	Эпигенетический	Эпигенетический	Эпигенетический	Сингенетический, эпигенетический	Эпигенетический	Эпигенетический
Текстуры	Вкрапленная, прожилково-вкрапленная	Шлировидная, прожилковая	Жильные, прожилково-вкрапленные	Вкрапленная, гнездовая, прожилковая	Прожилковые, вкрапленные	Вкрапленные и прожилково-вкрапленные
Тип металла	<i>Сu, Ni</i>	<i>Сu, Ni</i>	<i>Сu, Ni</i>	<i>Сu, Ni</i>	<i>Сu, Ni</i>	<i>Сu, Ni</i>
Минеральный состав	Сульфидный, сульфидно-окисный халькопирит-пентландит-пирротиновый (с магнетитом)	Сульфидный, сульфидно-окисный халькопирит-пентландит-пирротиновый (с магнетитом)	Сульфидный, сульфидно-окисный пирротин-халькопирит-пентландит-пиритовый (с магнетитом)	Сульфидный магнетит-халькопирит-пентландит-пирротиновый	Сульфидный халькопирит-пентландит-пирротиновый	Сульфидный, халькопирит-пентландит-пирротиновый
Форма рудных тел, залежей	Тектоническая зона смятия вдоль контакта	Тектоническая зона смятия вдоль контакта	Тектоническая зона смятия вдоль контакта	Пластовая	Тектоническая зона смятия вдоль контакта амфиболитов с гнейсами	Линзовидная
Вмещающие породы	Рассланцованные нориты и подстилающие диорито-гнейсы	Нориты	Приконтактовые нориты и метадиориты	Нориты, диориты	Амфиболиты и плагиоамфиболиты	Габбронориты
Рудоносные породы	Рассланцованные нориты и подстилающие диорито-гнейсы	Альбит-микрпегматитовые образования среди норитов	Амфиболовые и амфибол-хлоритовые сланцы по норитам и диоритам	Нориты, диориты	Амфиболиты и плагиоамфиболиты	Габбронориты

## 12.2. Стрoение месторождений

### Месторождения и рудопроявления в габбро

Габбро, залегающие в южном обрамлении Мончеплутона, по мнению отдельных геологов - В.В.Шолохнева (Neradovsky et al., 1997), относятся к его поздней фазе. В настоящее время габбро выделяются геологами Центрально-Кольской экспедиции (Климентьев и др., 1998г.) как южнонюдовский комплекс или серия апогаббро-диоритов, которая имеет выход размером 300x700 м и мощность около 100 м и как бы наращивает разрез Мочеплутона снизу. Масштабы выходов габбро на поверхность невелики и также невелики масштабы оруденения в них, но в последние годы габбро прослежены и в области развития габброноритов предгорий Вурэчуайвенч и в районе Морошкового озера, поэтому возможно продолжение связанных с ними рудопроявлений и увеличение перспектив.

*Габбро 10-й аномалии.* Специфическим оруденением для габбро являются пластовые тела вкрапленных высокованадиевых титаномангнетитовых руд мощностью до 2-3 м, установленные в верхней части разреза габбро, на контакте их с диоритами (рис.12.1). Они больше нигде в пределах Мончеплутона не встречаются.

Сульфидные медно-никелевые руды, также установленные в габбро, но в нижней части разреза, представлены линзовидными и пластообразными телами вкрапленных и гнездово-вкрапленных руд. Они бедны металлами и не представляют промышленного интереса.

В настоящее время основной акцент в отношении поисков в габбро сделан на платинометалльные руды. Платинометалльное оруденение структурно совпадает с сульфидным медно-никелевым, но пространственно часто разъединено и контролируется не только габбро, но и габбро-диоритами, что, несомненно, расширяет перспективы всей серии габбро-диоритов. По морфологии платинометалльное оруденение можно сопоставить с потхолами (раздувами рифов). Все типы руд в габбро относятся к сингенетическим.

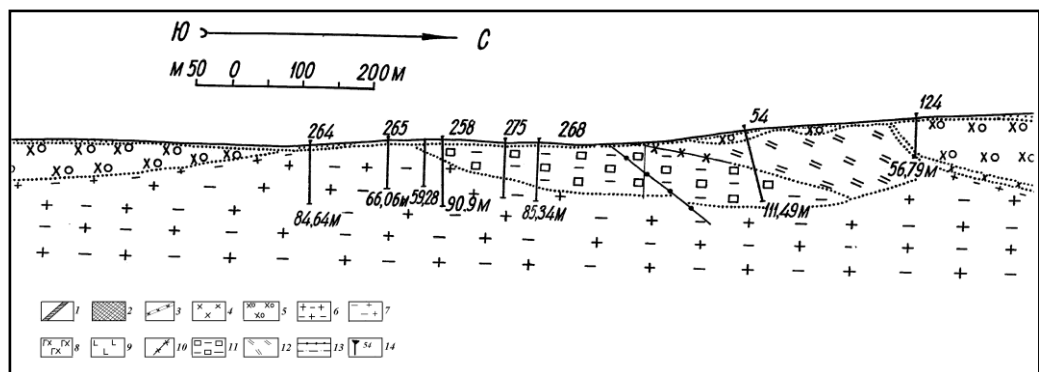


Рис.12.1. Разрез месторождения «габбро 10-й аномалии», южное предгорье горы Нюд. По данным ОАО Центрально-Кольской экспедиции.

1 - дайки долеритов и лампрофиров; 2 - породы «критического» горизонта; 3 - породы основного состава зоны эндоконтакта; 4 - нориты; 5 - меланократовые пойкилитовые нориты; 6 - гранодиорито-гнейсы;

7 - измененные гранодиорито-гнейсы в зоне эндоконтакта; 8 - оливковые нориты; 9 - метагаббронориты; 10 - титаномагнетитовое оруденение; 11- метагаббро; 12 - гнейсы архейского комплекса; 13 - тектонические нарушения; 14 - разведочная скважина, ее номер и глубина (м)

### ***Месторождения и рудопроявления в габброноритах***

Габбронориты залегают преимущественно в восточной камере Мончеплутона, где с ними связано платинометалльное оруденение.

*Рудопроявление Вурэчуайвенч* залегает к средней части разреза одноименного массива (рис.4.20,4.21). Оно представляет собою протяженную зону, сложенную линзовидными и пластообразными телами габброидов. Зона прослеживается по простиранию на 7-8 км, ширина выходов пород на эрозионном срезе составляет до 1.5 км, мощность зоны - до 1 км. Мощность наиболее оруденелых пород, слагающих рудный горизонт, составляет 1-3 м. В настоящее время проводятся поисковые работы в пределах предгорья и на массиве Нюд-Поаз, что позволит уточнить перспективы рудопроявления.

Кроме пластовых габброноритов восточной камеры Мончеплутона, габбронориты развиты также в придонных зонах НКТ и г.Сопча, где они слагают тонкорасслоенные, невыдержанные по мощности и простиранию тела, переходящие на отдельных участках в пегматоидные образования. Габбронориты придонных зон часто содержат неравномерную вкрапленность и гнезда сульфидов, бедные никелем и платиноидами.

### ***Месторождения и рудопроявления в норитах***

Нориты широко развиты в восточной камере Мончеплутона, где они преобладают в разрезах массивов гор Нюд и Поаз. С норитами связаны два месторождения и одно рудопроявление сульфидных медно-никелевых руд, залегающие в пределах площади развития «критического» горизонта.

*Аномалия С-38* (табл.12.1). Расположена в южной части Мончеплутона, северо-западнее габбро 10-й аномалии. Оруденение приурочено к пойкилитовым норитам массива Нюд, которые являются составной частью «критического» горизонта (Котульский, 1946; Елисеев и др., 1956). Участок оруденелых пород расположен выше контакта массива на 30-40 м и представляет собою штокообразную залежь. Она сложена сульфидно-магнетитовыми жилами мощностью 1-3 см и гнездами сплошных сульфидов размером 0.5-1.5 м. Гнезда окружены ореолом густой вкрапленности сульфидов. Характерно присутствие в руде высокой доли магнетита.

*Месторождение Терраса* (рис.4.17). Пространственно и генетически связано с породами «критического» горизонта горы Нюд. Месторождение вскрыто эрозией на участке Терраса, пересечено буровыми скважинами и разведочными штольнями. Оно было открыто А.Е.Ферсманом, а позднее детально изучалось многими исследователями (Иванова, 1953; Ланев, 1953г.; Козлов, 1953, Елисеев и др., 1956; Старицына, 1959г.). Структура месторождения сложная, линзовидно-слоистая. Залежи вкрапленных руд имеют пластообразную и линзообразную формы, руды представлены вкрапленным, прожилково-вкрапленным и гнездовым типами. В месторождении также было встречено гнездо сульфидов с магнетитом размером 2.0x3.5x6.75 м.



*Месторождение Нюд-II* (рис.12.2). Расположено в юго-западной части массива Нюд-Поаз, приурочено к разрезу верхней части массива и залегает преимущественно среди меланократовых норитов, которые подстилаются плагиоклазовыми ортопироксенитами, оливковыми норитами и плагиоклазовыми перидотитами (Докучаева, Шолохнев, 1974). В составе месторождения присутствуют породы «критического» горизонта (Бартенев, Докучаева, 1975). Рудное тело представляет собой чашеобразный шток мощностью около 40 м, шириной до 200 м. Геологическая граница его определяется границами распространения пород «критического» горизонта. Типы руд представлены сплошными шлирами и прерывистыми жилами, прожилково-вкрапленными и вкрапленными рудами. Шлиры сплошных руд имеют размеры до 5-7 м, они обрамляются сложными системами апофиз, жил и вкрапленности. В распределении никеля отсутствует структурный контроль. Металлогеническая специализация медно-никелевая.

Таким образом, особенностью месторождений в норитах является высокая изменчивость типов руд, в виде невыдержанных пластов и штокообразных тел, ассоциирующих с породами «критического» горизонта, развитие неравномерной вкрапленности, прожилков и крупных гнезд и шлиров сульфидов размером 0.5-7.0 м. Характерно отсутствие структурного контроля в распределении оруденения как внутри месторождений, так и металлов в рудах. Общим признаком является также сочетание сингенетических и эпигенетических типов руд и преобладающая медно-никелевая специализация.

### ***Месторождения и рудопроявления в ортопироксенитах***

Ортопироксениты слагают значительную часть объемов массивов НКТ и Сопча. Сами пироксениты не содержат значительного оруденения, но в составе комплекса пироксенитов Мончеплутона располагаются пласты дунит-перидотитов с медно-никелевыми рудами - рудный пласт «330» и тело дунитов в юго-западной части Мончеплутона, включающее Сопчеозерское месторождение хромитов. Пространственно оба месторождения приурочены к ортопироксенитам. В низах разреза ортопироксенитов начинаются также и жильные медно-никелевые руды НКТ и Сопчи, но основная их доля приурочена к горизонту тонкого переслаивания ортопироксенитов с перидотитами.

*Месторождение Cu-Ni руд рудный пласт «330»* расположено в массиве горы Сопча. Его геологическая и петрологическая характеристика приведена в главе 4. В этом разделе рассмотрены новые данные о его платинометалльном оруденении, приведенные в работе (Нерадовский и др., 2002).

Сульфидное медно-никелевое оруденение слагает всяческие залежи вкрапленных руд, распространенные в слоях оливковых пород среди толщи ортопироксенитов (рис.4.6). В западной части сульфиды концентрируются в пластах перидотитов, особенно в верхней части пластов, и в оливковых пироксенитах (рис.4.7). В восточном направлении распространение перидотитов сокращается (рис.12.3), в связи с этим сульфиды больше присутствуют в оливковых ортопироксенитах и мономинеральных ортопироксенитах. Четко выраженный петрографический контроль распределения сульфидов отсутствует. Рудоносный пласт прослеживается по простиранию до 3 км, мощность его составляет 4 м.

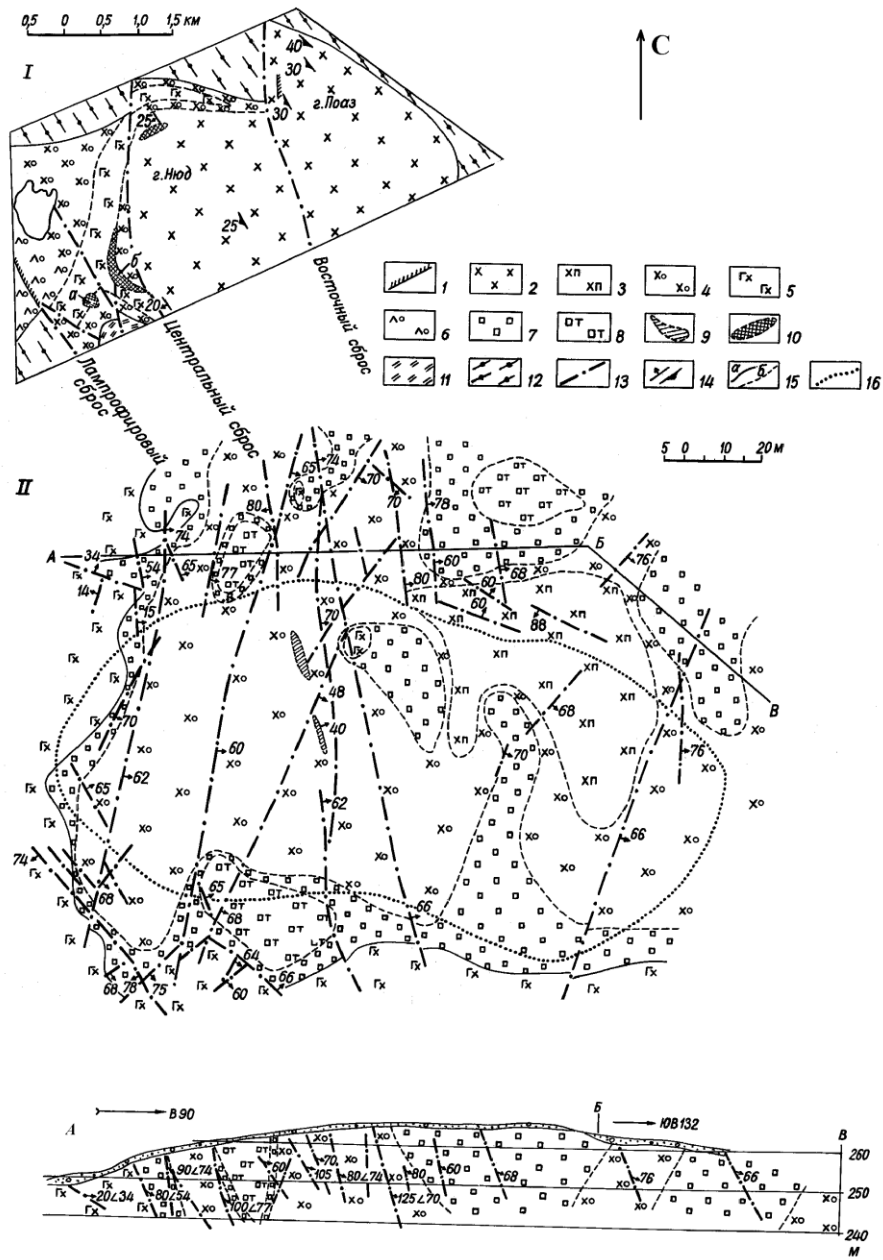


Рис.12.2. Схемы (I, II) строения и разрез (III) месторождения Нюд-II по данным (Бартенев, Докучаева, 1975).

1 - дайки долеритов и лампрофиров; 2 - лейко-мезократовые нориты; 3 - участок наибольшего скопления пегматитов, 4 - меланократовые пойкилитовые нориты; 5 - оливиновые нориты; 6 - плагиопироксениты; 7 - мелкозернистые нориты и габронориты; 8 - шпинель-кордиерит-гиперстеновые, шпинель-плагиоклаз-гиперстен-кордиеритовые роговики; 9 - участки пород «критического» горизонта; 10 - участки распределения богатого сульфидного медно-никелевого оруденения;

П - метавулканыты; 12 - милонитизированные диорито-гнейсы; 13 - тектонические нарушения; 14 - элементы залегания тектонических нарушений (а) и трахитоидности (б); 15 - установленные (а) и предполагаемые (б) границы распространения пород; 16 - контуры рудного тела

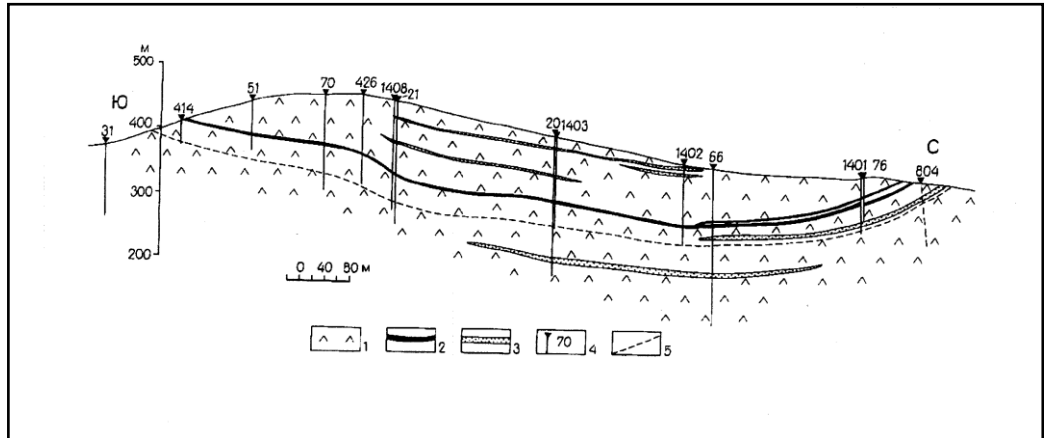


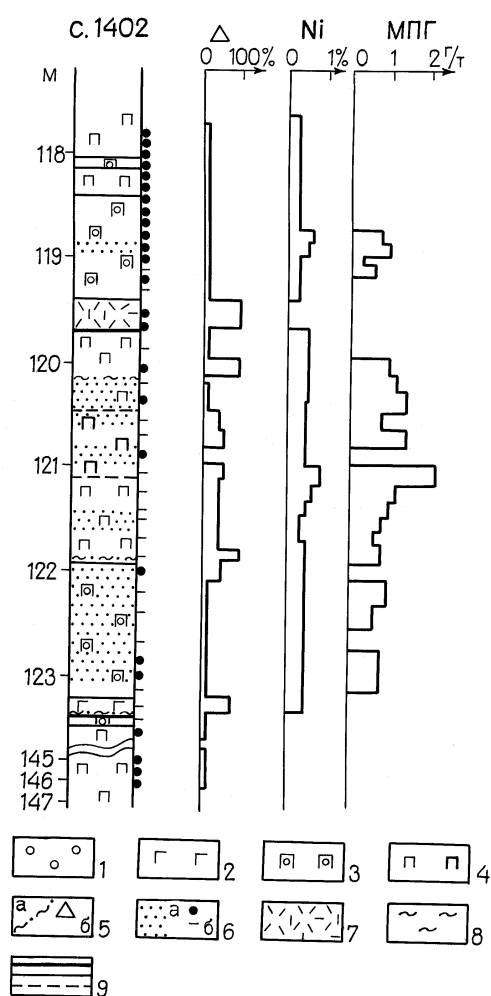
Рис.12.3. Форма рудного пласта «330» в меридиональном сечении в восточной части массива горы Сопча.

1 - пироксениты; 2 - рудный пласт «330»; 3 - слои с повышенным содержанием сульфидов и МПГ; 4 - положение скважин; 5 - нижняя граница распространения зон с повышенным содержанием МПГ. По материалам ОАО Центрально-Кольской экспедиции

В результате анализа сульфидного оруденения выявлена четкая связь его минерального состава с составом вмещающих пород и гидротермальным метаморфизмом. Так, в ортопироксенитах вкрапленность сложена следующим парагенезисом: пирротин + пентландит + халькопирит + маккинавит при преобладании пирротина; в оливинитах и перидотитах: пентландит + халькопирит + миллерит + самородная медь + пирит при преобладании пентландита; в оливиновых пироксенитах: халькопирит + пентландит + пирротин + ковеллин + дигенит + аргентопентландит. Измененные ортопироксениты с сульфидной вкрапленностью до 5% характеризуются как типичным для вмещающих ортопироксенитов пирротинным парагенезисом: пирротин + пентландит + халькопирит + маккинавит, так и беспирротинным: халькопирит + пентландит + пирит. В целом в оруденении западной части рудного пласта преобладает беспирротинная минерализация, в восточной - с пирротинном.

Сульфидное оруденение рудного пласта «330» отличается высоким содержанием металлов платиновой группы по сравнению с другими типами руд Мончеплутона (Яковлев, Докучаева, 1994). Повышенный фон металлов платиновой группы присутствует во всей толще пород, вмещающих рудный пласт «330» (Нерадовский и др., 2002).

Нижняя граница пород, содержащих повышенные концентрации МПГ, располагается ниже основного рудного пласта с сульфидами (рис.4.6, 12.3). Зоны с повышенным фоном МПГ увязываются в пласты и линзы подобно сульфидоносным.



Наибольшие концентрации МПГ в западной части горы Сопча наблюдаются в рудном пласте, в связи с распределением сульфидов никеля (рис. 12.4, 12.5), а максимум концентрации приурочен к нижней части пегматоидных ортопироксенитов. В результате статистического анализа выявлены наиболее значимые корреляционные связи Pt, Pd и Rh между собой и с Ni (табл.12.2, 12.3), а связи МПГ с Cu и S более слабые.

Рис.12.4. Распределение рудных компонентов в разрезе пласта «330» массива горы Сопча по скв. 1402.

1 - дунит (оливиновый кумулат); 2 - гарцбургит (оливин-ортопироксеновый кумулат); 3 - оливиновый ортопироксенит (оливин-ортопироксеновый кумулат); 4 - ортопироксенит и пегматоидный ортопироксенит (ортопироксеновый кумулат); 5 - зоны тектонических нарушений (а) и содержание вторичных минералов в породах (б); 6 - слои с сульфидной вкрапленностью (а) с содержанием более 3% и точки отбора проб на анализы (б); 7 - плагиоклаз-амфиболовая мелкозернистая порода; 8 - зона рассланцевания пород; 9 - границы рудного пласта (жирная линия) и пород

Платинометалльное оруденение в перидотитах беднее, чем в оливиновых ортопироксенитах и ортопироксенитах, но с более высоким содержанием платины в сумме МПГ. В разрезах рудного пласта выделяется более продуктивная верхняя часть, обычно существенно пироксеновая, в отличие от нижней части, которая обогащена оливином. Отмечено увеличение валового содержания МПГ в оруденении пласта при смещении в восточном направлении.

Минералы МПГ присутствуют как в виде собственных минеральных фаз, так и в форме изоморфных примесей в различных минералах. Собственные минеральные фазы представлены мелкими, размером до 5 мкм, зернами, включенными в пирротин, пентландит или халькопирит. Формы зерен простые, изометрические или округлые. В пирротине наблюдались наиболее крупные частицы. В пентландите и халькопирите включения минералов МПГ тяготеют к микротрещинам. Среди собственных минеральных фаз МПГ установлены

меренскит и два интерметаллических соединения: (Pd, Pb) и (Pd, Rh, Cu) (табл.12.1). Примесь МПГ обнаружена почти в 50% проанализированных зерен сульфидов. Установлено присутствие примеси (г/т) Pd в пирротине - 600 и в халькозине - 600, Ir в пентландите - 1400 и Os - в хизлеудите 1700. Pt не обнаружена ни в одном образце.

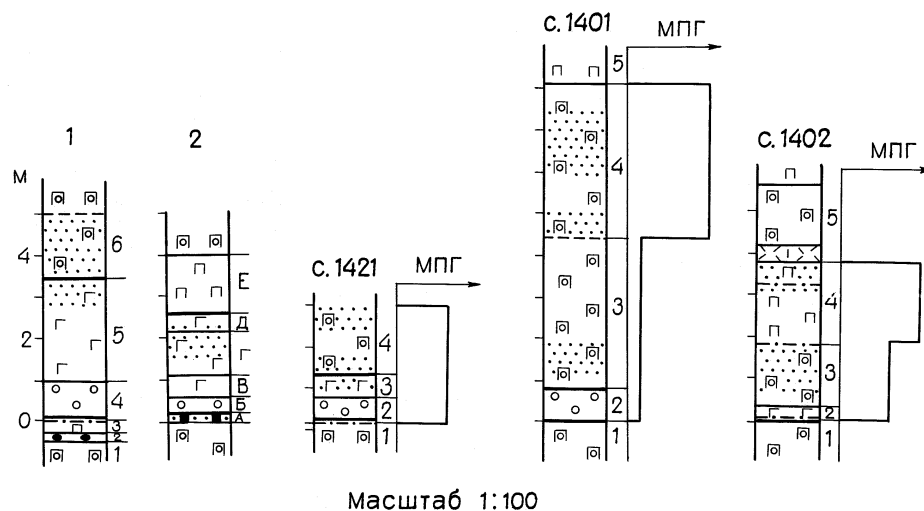


Рис.12.5. Разрезы рудного пласта «330» массива горы Сопча и распределение МПГ. 1 - разрез обнажений по Е.К. Козлову (1973) и 2 - Э.Г.Конникову, Д.А.Орсову (1991); С. 1421, 1401, 1402 - по данным бурения. Условные обозначения - на рис.12.4

Таблица 12.2

Параметры содержания элементов в руде рудного пласта «330» (скв. 1402, 1421)

Элементы	Содержание, г/т			Содержание, %			Всего проб
	от	до	среднее	от	до	среднее	
Pt	0.000	0.250	0.091				27
Pd	0.072	1.630	0.616				27
Rh	0.019	0.100	0.059				27
Au	0.007	0.048	0.016				27
Ni				0.100	0.770	0.463	27
Cu				0.023	0.350	0.162	27
Co				0.013	0.020	0.016	27
S				0.100	1.560	0.561	27

ПРИМЕЧАНИЕ. Содержания по данным атомно-абсорбционного анализа, химико-аналитическая лаборатория ГИ КНЦ РАН.

### Месторождения в зонах переслаивания ортопироксенитов и перидотитов

Этот комплекс является основным вместилищем месторождений эпигенетических жильных медно-никелевых руд. Месторождения были установлены в пределах массивов НКТ и Сопча, они обрабатывались в

довоенное время вплоть до 1970-х годов. Часть жильных руд залегает выше зоны тонкого переслаивания, в оливиновых ортопироксенитах, но главные рудные тела НКТ и Сопчи приурочены к зоне переслаивания.

Таблица 12.3

Корреляционная матрица основных полезных компонентов рудного пласта «330»

Элементы	S	Co	Ni	Cu	Au	Rh	Pd	Pt
S		0.58	0.46	0.57	0.17	0.28	0.31	0.21
Co	0.58		0.73	0.58	0.32	0.45	0.62	0.49
Ni	0.46	0.73		0.54	0.18	0.56	0.68	0.66
Cu	0.57	0.58	0.54		0.53	0.60	0.44	0.41
Au	0.17	0.32	0.18	0.53		0.59	0.54	0.16
Rh	0.28	0.45	0.56	0.60	0.59		0.71	0.77
Pd	0.31	0.62	0.68	0.11	0.51	0.71		0.61
Pt	0.21	0.49	0.66	0.41	0.16	0.77	0.74	

Рудные поля НКТ и Сопчи располагаются в западной и центральной частях Мончеплутона и образуют в плане веерообразно расходящийся от сочленения Мончеплутона с Мончетундровским массивом пучок жил север-северо-восточного простирания с азимутами от 0° до 20° (НКТ) и от 20° до 50° (Сопча) (рис.12.6).

Рудное поле НКТ представлено серией крутопадающих (85-90°) жил висячих в теле массива. Жилы выклиниваются, не доходя до дна массива 500-600 м. Рудное поле по простиранию совпадает с осью массива НКТ, падение жил в восточной части на запад, в западной части - на восток, т.е. к оси массива. Всего установлена 51 жила, которые выполняют тектонические трещины. Рудоконтролирующие трещины частично совпадают с первичной трещиноватостью, но преимущественно связаны с наложенными нарушениями. Вдоль трещин на отдельных участках развиты зоны расланцевания, единичные жилы располагаются полностью в расланцованных породах. Размеры рудного поля НКТ по длине составляют 3500 км, по ширине - 200-250 м и по вертикали - до 440 м. Наряду с сульфидными жилами, в рудном поле широко развиты дайки, в том числе дорудные и пострудные.

По данным И.С.Бартенева (1975г.) первоначально происходило зарождение рудовмещающих нарушений, перемещение блоков пород по ним (главная фаза), а затем внедрение сульфидных жил и даек. Источник сульфидов и генезис жильных руд остается до конца не ясным. Очевидно, что они являются более поздними по отношению к породам расслоенной серии, так как секут их. Однако взаимоотношение оруденения с тектоническими нарушениями и дайками носит сложный характер в силу многократности тектонических движений и наличием разновозрастных дайковых комплексов.

Особенностью жил НКТ является зональное строение - в южной части наблюдается переход ряда сульфидных жил в южном направлении в диорит-пегматиты. В верхней части жил, в северной части и южной части НКТ сульфидные жилы переходят в магнетитовые. Несмотря на зональность жил, средний состав сульфидного цемента в жилах главного рудного поля НКТ относительно устойчив.

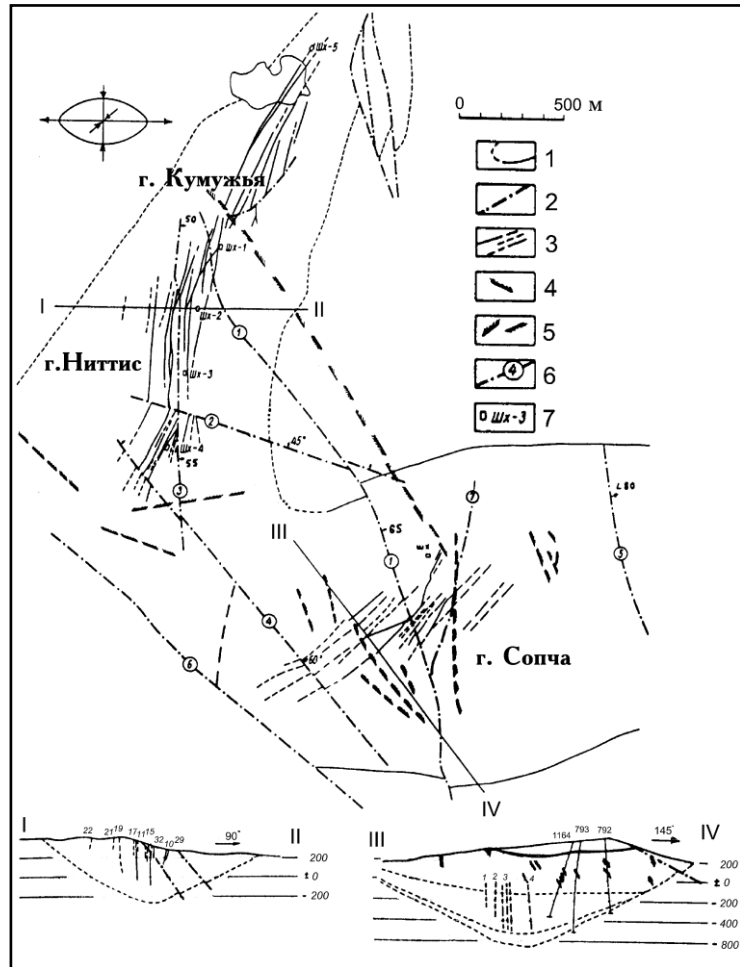


Рис.12.6. Схема расположения жильных полей НКТ и горы Сопча Мончеплутона.

1 - границы Мончеплутона; 2 - тектонические нарушения; 3 - сульфидные жилы; 4 - дайки основного состава; 5 - сложная дайка долерита и микрогранита; 6 - крупные тектонические нарушения: 1 - северо-западный сброс, 2 - широтный сброс, меридиональный сброс, 4 - южная зона смятия, 5 - лампрофировый сброс, 6 - южный сброс, 7 - аномальный сброс; 7 - шахта и ее номер. Составлена И.С.Бартеневым (1975г.) по материалам поисковых и разведочных работ

Жильное поле горы Сопча сложено крутопадающими на юго-восток (80-90°) жилами с простираем 20-30° в северо-восточной части и 50-60° в юго-западной части. Общее направление системы жил, в отличие от НКТ, не совпадает с простираем восточной камеры плутона (массивы гор Сопча-Нюд-Поаз). В массиве Сопча установлено 13 жил, связанных с системой зон повышенной трещиноватости и blastsмилонитизации, которые часто прослеживаются и при отсутствии сульфидов. Жилы более отчетливо связаны с зоной тонкого переслаивания перидотитов и ортопироксенитов. Мощность зон изменения значительно превышает мощность сульфидных жил, достигая 2-3 м (Бартенев, 1975г.). Общий объем жильного оруденения в массиве Сопча

значительно уступает массиву НКТ. Мощность жил весьма невелика, раздувы и гнезда основных пегматитов практически отсутствуют.

### ***Месторождения и рудопроявления в гарцбургитах и плагиогарцбургитах***

Гарцбургиты, слагая нижние части разрезов массивов НКТ и Сопча, имеют широкое распространение в пределах северной и меньшее - в восточной камерах.

*Медно-платиноидные руды НКТ.* С гарцбургитами в массиве НКТ связаны тектонические минерализованные трещинные зоны, представляющие собою хвосты вышезалегающих сульфидных жил главного рудного поля. С этими структурами связаны так называемые медные руды жил, обогащенных халькопиритом. Хотя непосредственного перехода магнетит-халькопирит-пентландит-пирротиновых жил в жилы халькопиритового состава ранее не было установлено (Рутштейн и др., 1964г.), но отмечалось, что они связаны с общими рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами. Жилы главного рудного поля заканчиваются по падению зонами смятия безрудными или с пирит-магнетитовыми и пентландит-халькопирит-пирротиновыми прожилками. Медное оруденение располагается на продолжении промышленных жил с медно-никелевым оруденением, но отделено от них значительным перерывом (100-150 м).

Для медного оруденения характерны те же закономерности, что и для обычных сульфидных жил месторождения НКТ (Бартенев, 1975г.). Вмещающие трещинные структуры приурочены преимущественно к центральной надмульдовой части, смещены к западному борту массива, имеют крутое падение и северо-восточное простирание (20-40°). Ширина зоны распространения на плане составляет около 120-150 м, по падению она прослеживается до 150 м. Медное оруденение отличается спорадическим характером развития, что частично обусловлено невыдержанностью структурно-морфологических характеристик рудовмещающих полостей в нижних частях Мончеплутона. Характерна тесная связь медного оруденения с диорит-пегматитами, которая выражается в совместном залегании в одних и тех же структурах и постепенных переходах между ними.

Медное оруденение прослеживается до зоны приконтактовых пород и в сочетании с придонными рудами наиболее хорошо изучено в районе горы Травяная, где придонные руды и породы залегают относительно близко к дневной поверхности.

В результате выполненных нами исследований состава оруденения в переходной зоне и в медных жилах было установлено, что в рудовмещающих зонах сульфидное оруденение часто ассоциирует с микробрекцией ультраосновных пород и магнетит-пирротиновых руд. Это может указывать на инъекционный характер поступления материала из верхних горизонтов.

В настоящее время весь комплекс исследуется производственными организациями с целью промышленной оценки на платинометалльные руды. По предварительным данным мы имеем дело с месторождением медно-платиноидных руд (табл.12.1), характерным для которого являются серии жиллоподобных, густовкрапленных и гнездово-вкрапленных руд в гарцбургитах.

### ***Месторождения и рудопроявления в эндоконтактовой зоне Мончеплутона***

Зона эндоконтактовых пород развита по всему основанию Мончеплутона, однако в разных его частях она сложена разными породами. В пределах зоны



повсеместно залегают залежи придонных руд (табл.12.1), протягивающиеся на несколько километров вдоль дна плутона, что определяет высокий рудный потенциал. В основном это непромышленные бедные никелем и медью вкрапленные и гнездово-вкрапленные руды, но среди них отмечаются небольшие залежи как существенно никелевых, так и медных руд. Это обстоятельство делает некоторые залежи перспективными на комплексное оруденение.

*Донная залежь НКТ.* Основные сведения о характере оруденения в пределах донной залежи были получены разными исследователями преимущественно в период разведки и добычи руд НКТ (Козлов, 1950г., Козлов, 1973; Докучаева, 1970г.; Бартнев, 1975г.).

Месторождение отличается чрезвычайно сложным геологическим строением. Для рудного тела характерна серповидная форма разреза, согласная с формами вышележащих перидотитов и зоны переслаивания (рис.4.1). Залежь повторяет контур подошвы массива НКТ, но практически не залегает на основание, будучи отделенной от него кварцевыми габброноритами. Установлена прямая корреляция между мощностями придонных пород и рудной залежи, между концентрациями сульфидов и никеля, между возрастающими к мульдовой части массива мощностями рудной залежи и концентрациями никеля.

Оруденение имеет крайне невыдержанный текстурный рисунок, подчиненный первичным структурным элементам плутона, обусловленный такситовым характером вмещающих пород, непрерывными постепенными переходами одних пород в другие, сложным переслаиванием, а также развитием пегматоидных разновидностей. В составе зоны придонных пород присутствуют различные плагиоклазсодержащие породы: оливинные ортопироксениты, меланократовые оливинные нориты, безоливинные плагиоклазовые ортопироксениты, меланократовые нориты, лейкократовые нориты, габбронориты и кварц-биотитовые габбронориты (Козлов, 1973). Среди сингенетических пород присутствуют ксенолиты вмещающих гнейсов, влияющие на состав окружающих их интрузивных пород НКТ.

По данным В.С.Докучаевой (1970г.) оруденение сложено главным образом вкрапленностью разного размера и густоты, гнездами и жилообразными телами (инъекциями). Размеры вкрапленности варьируют от 0.5-3 мм до 4-8 мм, гнезд - от 1-5 см до 1.5 м, инъекционных гнездообразных обособлений - до нескольких метров по простиранию. В качестве примера одного из участков придонного оруденения приводится схема строения придонной части северного окончания НКТ (рис.12.7). Здесь проявлены все вышеперечисленные черты придонных руд, а также установлено присутствие медных жил, что доказывает связь богатого платиноидами эпигенетического оруденения с бедными никелевыми рудами придонных залежей сингенетического типа.

Другие месторождения придонных руд были обнаружены и изучены преимущественно на раннем этапе разведки Мончеплутона, и данные о них в опубликованной литературе достаточно скудные.

Донная залежь массива Сопча по строению аналогична залежи НКТ (табл.12.1), но ее мощность в два раза меньше, и она приурочена в основном к норитам, которые отличаются крупнозернистой структурой. Рудная залежь залегает над подошвой массива на расстоянии от 2 до 20 м (глава 4, рис.4.1). Преобладает вкрапленная форма сульфидов, с размерами от 0.6 до 6.0 мм. Другие типы выделений не характерны. Оруденение бедное, медно-никелевого типа. Проявлений эпигенетических руд не установлено.

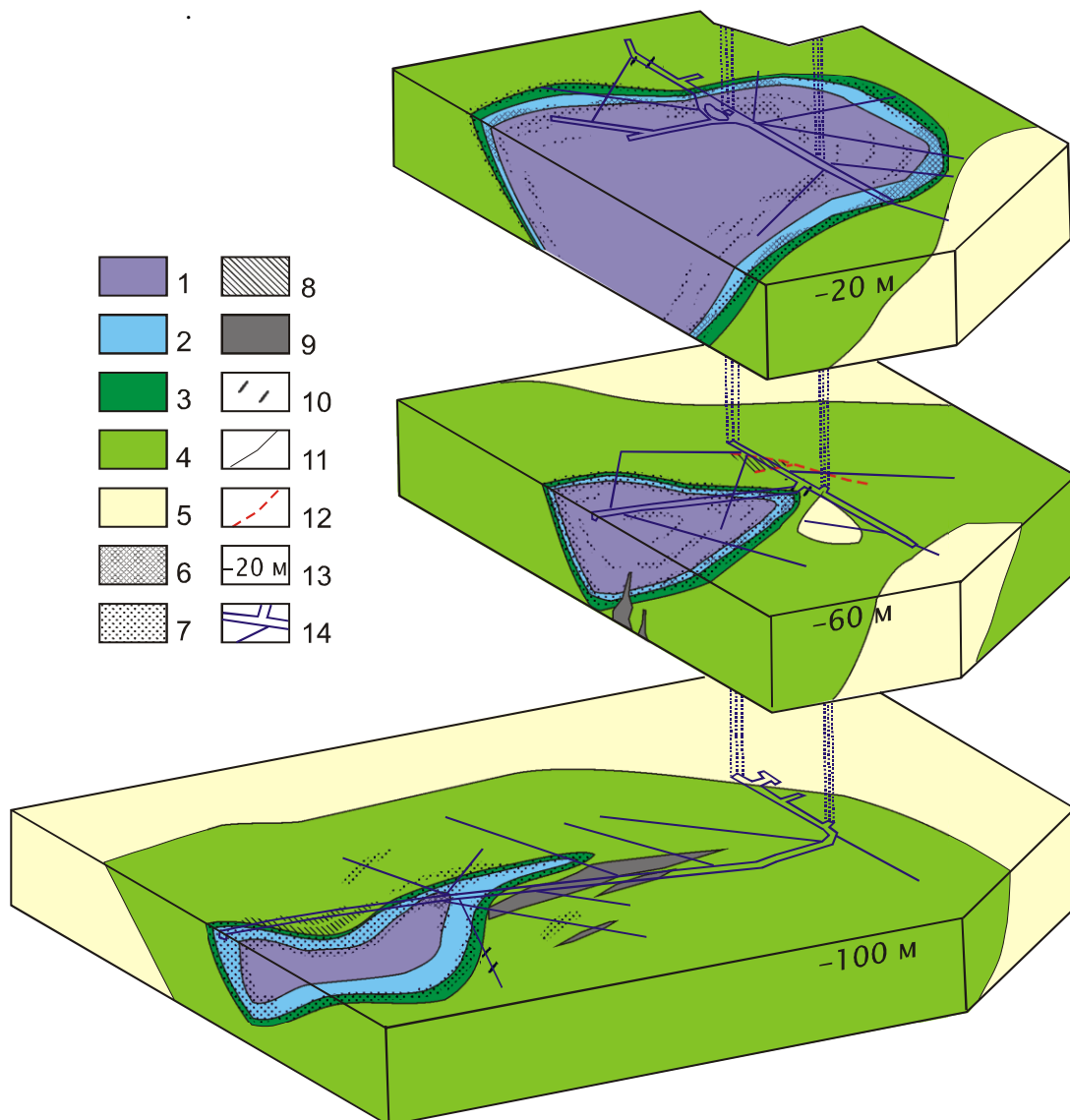


Рис.12.7. Блок-диаграмма придонной зоны северной части массива НКТ (гора Травяная).

1 - перидотиты и оливиновые пироксениты; 2 - ортопироксениты; 3 - нориты; 4 - габбронориты; 5 - гнейсы архейского комплекса; 6 - крупнозернистые пегматоидные габброиды; 7 - бедное вкрапленное и гнездовое оруденение, преимущественно в крупнозернистых породах; 8 - богатое мелковкрапленное оруденение; 9 - прожилково-вкрапленные руды; 10 - рудные инъекции сульфидов; 11 - геологические границы; 12 - тектонические нарушения; 13 - горизонт и его глубина залегания; 14 - проекции горных выработок. Составлена И.В.Рипинским (1963г.) по данным разведочно-эксплуатационных работ комбината «Североникель»

Донная залежь западной части массива Нюд-Поаз приурочена к меланократовому нориту и залегает вдоль дна массива, повторяя его контуры или, реже располагается над подошвой на расстоянии до 15 м (рис.12.8.). Оруденение представлено вкрапленностью размером 0.2-0.5 см.

Мощность залежи контролируется углублением дна массива и является максимальной в желобообразном углублении центральной части массива.

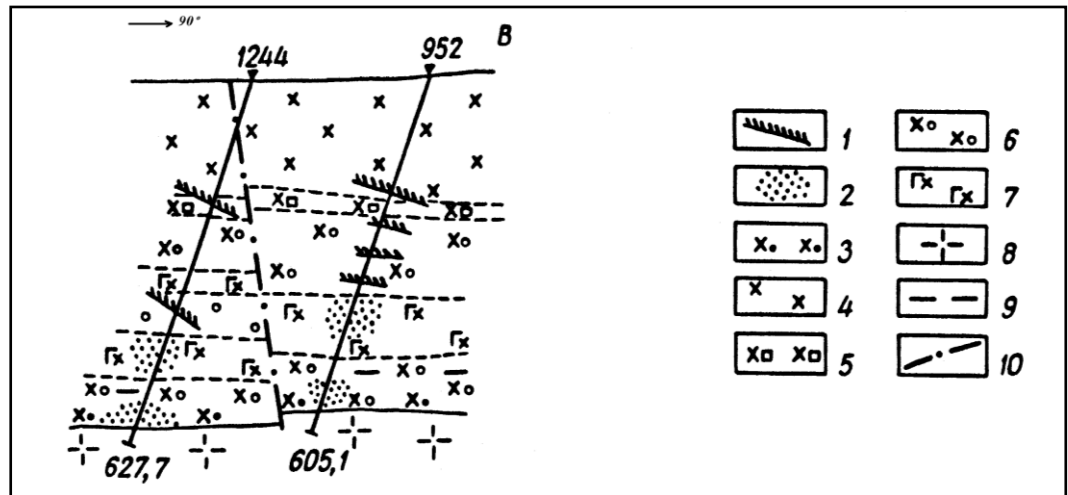


Рис.12.8. Разрез придонных вкрапленных руд в центральной части массива горы Нюд по данным В.С.Докучаевой (1974 г.).

1 - дайки основного состава; 2 - сульфидная медно-никелевая вкрапленность; 3 - кварцевые и кварц-биотитовые нориты; 4 - лейко- и мезократовые нориты; 5 - переслаивание лейкократовых, мезократовых и меланократовых норитов; 6 - меланократовые пойкилитовые нориты; 7 - переслаивание оливиновых норитов, плагиоклазовых перидотитов и плагиоклазовых оливиновых ортопироксенитов; 8 - милонитизированные диориты; 9 - границы распространения пород; 10 - тектонические нарушения

Характеризуя в целом оруденение зоны эндоконтактовых пород Мончеплутона в направлении от НКТ к Сопче и Нюд-Поаз, можно отметить, что по имеющимся данным наблюдается приближение придонных залежей к подошве массивов, упрощение строения месторождений и текстур руд в придонных залежах, связанное со сменой вмещающих оруденение пород от плагиофироксенитов и перидотитов к габброноритам и норитам, и уменьшением роли пегматитовых пород. Наблюдается также уменьшение микрозернистых разновидностей в составе эндоконтактовых пород, крупно-гнездовых и инъекционных выделений сульфидов, эпигенетических типов оруденения. Все это свидетельствует о снижении потенциальной ценности оруденения эндоконтактовой зоны в восточной камере плутона. Вместе с тем, учитывая общую геохимическую тенденцию увеличения платинометалльности сульфидного оруденения с переходом в основные породы, следует признать, что потенциал придонных руд массивов Нюд-Поаз на платиноиды полностью не оценен.

Интерес вызывают «существенно никелевые вкрапленно-гнездово-прожилковые руды» (табл.12.1) в приосевой приподошвенной части массива НКТ, которое располагается ниже медно-платиноидных руд в гарцбургитах. Они выявлены в настоящее время работами производственных организаций.

Структурно эти руды представлены зонами дробления, рассланцевания или смятия. Вмещающие породы - это нориты и габбронориты зоны эндоконтакта, оруденение частично выходит за пределы массива во вмещающие породы, в гнейсо-граниты. Оруденение относится к эпигенетическому типу, очевидно наложено на сингенетические руды придонной залежи.

Как показывают результаты изучения рудоносности Мончеплутона, эндоконтактовая зона по всей подошве плутона является вмещителем вкрапленных и гнездово-вкрапленных руд независимо от типа вмещающих пород.

По нашему мнению сосредоточение залежей сульфидов по всей эндоконтактовой зоне свидетельствует о сингенетичности этих руд и вмещающих пород, и связи процесса накопления сульфидов с процессами дифференциации.

### ***Месторождения и рудопроявления в приконтактовой зоне Мончеплутона***

Непосредственно приуроченных к контакту месторождений и рудопроявлений немного и они расположены в восточной части Мончеплутона (табл.12.1). Все месторождения связаны структурно с тектоническими зонами рассланцевания вдоль контакта норитов с диоритами, характеризуются эпигенетическими типами оруденения, для всех характерно высокое содержание магнетита в составе оруденения.

Месторождение Морошковое озеро расположено в южной части Мончеплутона, приурочено к тектонической зоне северо-западного направления на контакте норитов массива Нюд-Поаз с вмещающими породами - метадiorитами (рис.12.9).

Медно-никелевое оруденение приурочено к зоне рассланцевания, сложенной актинолит-хлоритовыми, актинолитовыми и кварц-хлоритовыми сланцами, которые рассматриваются как продукт динамометаморфизма приконтактовых норитов. Оруденелый участок образует тело в форме крупной линзы. Простирается северо-западное ( $325-330^\circ$ ), падение на северо-восток под углом  $30-70^\circ$ , в плоскости залегания рудная линза имеет юго-восточное склонение под углом  $30^\circ$ . Руды представлены вкрапленностью, линзами и жилками, и редко гнездами размером до 20 см. Для химического состава руд типичным является высокое содержание никеля, а для минерального состава - наличие пирита с примесью никеля и пентландита.

Рудопроявление аномалии С-39 располагается севернее оз.Морошковое, в южной части массива горы Нюд и приурочено к контакту пойкилитовых норитов с подстилающими диорито-гнейсами. Нориты на контакте превращены в тальк-хлоритовые и кварц-хлоритовые сланцы.

Зона оруденения имеет северо-западное направление. Рудные тела характеризуются линзовидной формой. Размеры по простиранию до 100 м при мощности до 13 м. Оруденение представлено преимущественно вкрапленным типом с мелкими прожилками и шшироподобными выделениями. Оруденение бедное, имеет никелевую специализацию.

Рудопроявление аномалии Д-39 расположено на северо-запад от аномалии С-39, приурочено к контакту норитов с диорито-гнейсами, имеет широкое простирание и вскрыто эрозией. Оруденение связано в основном с

альбит-микропегматитовыми образованиями среди норитов. Сульфиды образуют шпировидные, ветвистые прожилковидные и мелкокрапленые обособления. Мощность прожилков до 30 см, размеры зоны оруденения по простиранию до 500 м при мощности до 12 м. Тонкая крапленность присутствует и в подстилающих диоритах.

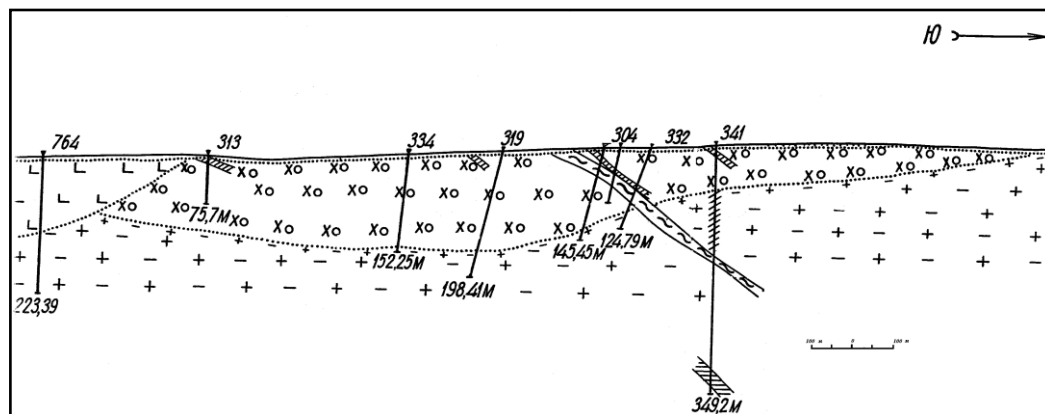


Рис.12.9. Схематизированный поперечный разрез месторождения Морошковое озеро. По данным ОАО Центрально-Кольской экспедиции. Условные обозначения - рис.12.1.

**Рудопроявление Нюд-III.** Приурочено к норитам эндоконтактовой зоны массива. Оно проявлено как непосредственно на контакте массива, так и на удалении от него до 8 м. Оруденение проникает и в подстилающие диориты. Рудное тело имеет пластовую форму. Руды крапленые, гнездово-крапленые и прожилковые. Тип руд сингенетический и эпигенетический. Специализация медно-никелевая.

Кроме упомянутых рудопроявлений, в зоне контакта аналогичные морфологические типы сульфидного оруденения известны в зоне контакта в других частях массива Нюд, подсеченные скв. 769, 780, 781, 779 и 1323. Это позволяет отнести данную часть Мончеплутона, как потенциально перспективную для формирования рудопроявлений с обогащенными эпигенетическими рудами в приконтактовой зоне в связи с близким расположением к контакту придонных руд.

### 12.3. Минеральный и химический состав различных типов руд

Минеральный и химический состав медно-никелевых руд месторождений Мончегорского района ранее были рассмотрены в отчетах Л.В.Радугиной (1936 г.), А.Е.Алешуниной (1947 г.), И.Н.Чиркова (1941 г.), В.А.Масленикова (1950 г., 1952 г.), Е.К.Козлова (1949 г., 1953 г.), Э.Н.Елисеева (1956 г.), И.В.Рипинского (1963 г.), И.С.Бартенева (1971 г., 1973 г., 1975 г.) и опубликованной литературе (Алешунина, 1949; Маслеников, 1953, 1956; Козлов, 1956, 1960, 1973; Елисеев, 1953; Елисеев и др., 1956, 1960; Юшко-Захарова, Черняев, 1966а,б; Бартенев, Докучаева, 1975; Яковлев и др., 1981, 1991; Горбунов и др., 1985; Дистлер и др., 1988).

Общими особенностями минерального состава руд являются следующие: сингенетические руды имеют простой минеральный состав: пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит; эпигенетические руды (жильные руды НКТ и Сопчи) отличаются очень богатым набором рудных минералов (более 40

наименований); приконтактовые руды характеризуются высоким содержанием пирита; руды в тектонических зонах за пределами плутона - отсутствием магнетита.

По распространенности рудные минералы делятся на две группы: 1) главные, 2) второстепенные и редкие.

Главные минералы: пирротин, магнетит, пентландит халькопирит, титаномагнетит и пирит.

Второстепенные и редкие минералы: ильменит, хромит, кубанит, виоларит, молибденит, маккинавит, сфалерит, миллерит, галенит, теллурувисмутит, алтаит, сильванит, калаверит, гессит, мелонит, самородное золото, гематит, мельниковит, марказит, бравоит, полидимит, никелин, лейкоксен, борнит, халькозин, ковеллин, котульскит, меренскит, холлингуртит, сперрилит, платарсит, ирарсит, лаурит, Рт-герсдорфит, электрум, науманит, мончеит, нигглиит, майченерит, иридоосмин, станнопалладинит, висоцкит, брэггит, сопчеит, неопределенные фазы: Pd<sub>3</sub>Ag, (Pd, Hg, Au)<sub>3</sub>As, PdBi<sub>3</sub>, Pd,Bi,Te<sub>2</sub>, (Pd,Pb), (Pd,Rh,Cu) и гидроокислы железа.

В последние годы произошло значительное расширение минерального состава руд Мончеплутона в связи с открытием платинометалльных руд типа Вурэчуайвенч (Гроховская и др., 2000, 2003) и хромитовых руд Сопчи (Чашин и др., 1999). Минералогия платинометалльных руд в габброноритах значительно отличается от руд жильного типа в Мончеплутоне. В них присутствует широкая группа платиноидов, не характерных для медно-никелевых руд, например, холлингуртит, платарсит, ирарсит, науманит и др. В хромитовых рудах характерной примесью является лаурит, несвойственный медно-никелевым рудам. В связи с этим некоторые второстепенные и редкие минералы в последнее время приобрели главное значение в рудах: хромит в хромовых рудах, платиноиды - в платинометалльных, титаномагнетит - в титановых.

Ниже приведен типичный минеральный состав медно-никелевых руд (об.%).

*Жилы НКТ*: 60-80 пирротина, 10-15 пентландита, 10-15 халькопирита, 3-10 магнетита, 0-2 пирита.

*Придонные руды НКТ*, в породах с оливином: 61.3 пирротина, 28.7 пентландита, 6.9 халькопирита, 2.1 пирита; в породах без оливина: 70.95 пирротина, 16.41 халькопирита, халькопирит, 2.1 пирита.

*Рудный пласт «330»*, перидотиты: 28.4 пирротина, 62.4 пентландита, 9.2 халькопирита, 4.1 магнетита; оливиновые пироксениты: 40.2 пирротина, 43.6 пентландита, 8.0 халькопирита, 3.2 магнетита; ортопироксениты: 77.6 - пирротина, 14.0 пентландита, 8.0 халькопирита.

*«Критический» горизонт горы Нюд*, породы с оливином: 80.34 пирротина, 9.0 пентландита, 9.0 халькопирита, 2.6 магнетита; породы без оливина: 88.0 пирротина, 3.94 пентландита, 6.7 халькопирита, 0.5 магнетита, 1.0 пирита; гнездовые руды: 93.3 пирротина, 4.5 пентландита, 2.6 халькопирита.

*Оливиновые нориты - полевошпатовые перидотиты горы Нюд*: 30-60 пирротина, 5-30 пентландита, 10-20 халькопирита, 5-20 магнетита, 2-5 пирита, 1-3 хромита, титаномагнетита и ильменита.

Химический состав медно-никелевых и платинометалльных руд Мончеплутона характеризуется комплексом элементов, входящих в состав главных сульфидных фаз и примесей, а также силикатных минералов вмещающих пород. Содержание рудных элементов в частных пробах резко варьирует в связи внутренней неоднородностью и изменением количественного содержания сульфидов и окислов (табл.12.4).

Содержание главных полезных компонентов в рудах разных месторождений сильно различается. Содержание никеля во вкрапленных рудах сильно связано с его содержанием во вмещающих породах, поскольку они имеют высокую фоновую концентрацию, обусловленную примесью силикатного никеля в оливинах (табл.12.5).

Таблица 12.4

Химический состав жильных руд НКТ

Компо- ненты	Пробы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	1.79	0.50	0.35	0.13	0.12	0.25	0.10	0.13
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.05	сл	0.01	0.02	Сл	сл	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.78	0.61	0.50	0.62	0.50	0.62	0.81	0.58
Fe	52.15	61.30	53.75	54.75	54.75	53.65	47.70	38.24
MgO	1.75	0.53	0.32	0.20	0.22	0.30	0.22	0.30
CaO	0.32	0.60	0.25	0.35	0.27	0.42	0.37	0.46
MnO		0.11	0.016	0.01	Сл	Сл	сл	-
Cu	2.60	1.43	0.53	1.50	0.90	2.65	10.25	22.35
Ni	5.1	2.47	6.73	5.45	5.23	5.32	4.08	1.63
Co	0.18	0.20	0.35	0.22	0.32	0.33	0.35	0.23
S	31.92	9.00	22.5	22.5	22.5	26.5	23.0	29.25
Прочие	1.8							

ПРИМЕЧАНИЕ. 1 - средние данные для подсчета запасов на 1947 г.; 2 - магнетитовая руда; 3, 4, 5 - пирротиновая руда; 6 - пентландит-пирротин-халькопиритовая руда; 7, 8 - халькопиритовая руда (Козлов, 1973)

Таблица 12.5

Фоновое содержание главных рудных элементов в породах Мончеплутона и Мончетундровского массива

Массив, порода	Элементы, мас. %				
	Ni	Cu	Co	Cr	Ti
НКТ, перидотиты	0.25	0.015	0.025	0.25	0.0015
Сопча, перидотиты	0.30	0.015	0.015	0.35	-
Сопча, пироксениты	0.07	0.0035	0.0035	0.35	-
Нюд, нориты	0.015	0.0015	0.0025	0.07	0.0015
Нюд, габбронориты	0.017	0.02	0.002	0.04	0.07
Мончетундра, анортозиты	0.015	0.015	0.0025	0.0025	0.025
Вмещающие породы, гнейсы	0.005	0.005	0.0007	0.004	0.03

Данные по распределению оруденения в расслоенных комплексах Мончеплутона (табл.12.1) показывают весьма интенсивную насыщенность Мончеплутона рудными месторождениями от контакта до самых верхних частей разреза. В массиве НКТ сульфидное оруденение развито практически непрерывно от подошвы до низов ортопироксенитов. В массиве Сопча оруденение развито тремя этажами от подошвы до пластов оливинсодержащих пород в ортопироксенитах. В массиве Нюд-Поаз оруденение многослойное и прослеживается от приконтактной зоны до габбро - габброноритов.

Распределение суммарных запасов Ni, Pt, Pd в разрезе плутона (табл.12.6, 12.7, 12.8) неравномерное, что согласуется с геологическим положением месторождений, но общая тенденция указывает на наращивание запасов при движении от кровли к подошве.

Таблица 12.6

Распределение запасов никеля и МПГ в породах Мончеплутона (%)

Место локализации	Ni	Pt+Pd
Габбро	0.2	-
Габбронориты	-	7
Нориты	3	-
Ортопироксенит	20	17
Зона переслаивания ортопироксенитов и перидотитов	15	7
Плагиогарцбургит	-	53
Эндоконтактная зона	60.8	16
Приконтактная зона	1	-
Суммарные запасы по Мончеплутону	100	100

Общее количество никеля в плутоне по приближенной оценке составляет 1700-1750 тыс. т, платины и палладия - 450 т. В наиболее насыщенной месторождениями эндоконтактной зоне сосредоточено более 60% никеля и 20% платиноидов. Основными никеленосными уровнями в Мончеплутоне являются разрезы с оливиновыми породами. Наибольшие запасы платиноидов по существующим данным приурочены к горизонту плагиогарцбургитов в эндоконтактной зоне.

*Зональность месторождений.* В месторождениях различных руд Мончеплутона и рудных телах характерным является зональное распределение минеральных ассоциаций и химических элементов. По данным В.А.Масленикова, П.В.Лялина (Елисеев и др., 1956) и И.С.Бартенева (1975г.) в рудном поле НКТ отмечается три зоны: 1) Южная, характеризующаяся переходом с юга на север жил габброноритов в габбро-пегматиты и сульфидные жилы; 2) Центральная, представленная в основном сульфидными жилами; и 3) Северная, которая характеризуется выклиниванием сульфидных жил и развитием густой сети тальк-карбонатных жил.

В жильных месторождениях НКТ и горы Сопча развита чехольная зональность со смещением никелевого ореола к югу и вверх от центра рудного поля, а медного ореола вниз и к северу. Анализируя этот тип зональности И.С.Бартенев (1975 г.) связал их с вертикальной зональностью сульфидных жил, которая обусловлена развитием медных жил на продолжении пирротиновых при движении в нижнюю часть рудного поля. Вследствие эрозии в массиве горы Травяная вскрыты нижние части жил, обогащенные медью. Установлено, что отдельные жилы северного и южного фланга НКТ, в верхней части сложены окисными магнетитовыми рудами, а в нижней - сульфидными пирротиновыми (Рутштейн и др., 1964г.). Подобный переход магнетитовых руд в пирротиновые установлен в гнезде в районе «критического» горизонта горы Нюд (Елисеев и др., 1956). Вертикальную зональность обнаруживают и крупные тела гнездовых руд в эндоконтактной зоне НКТ (Карпов, 1962, 1964; Козлов и др., 1962),



которая выражена в переходе сульфидного пирротинового гнезда (1 м) вниз в основной пегматит (2 м) и далее в халькопиритовую жилу (0.7 м).

Таблица 12.7

Гистограмма распределения запасов никеля в Мончеплутоне

Место локализации	Суммарные запасы Ni, %									
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Габбро	■									
Габбронориты										
Нориты	■									
Ортопироксениты	■	■								
Зона переслаивания ортопироксенитов и перидотитов	■	■								
Плаггиогарцбургиты										
Эндоконтактовая зона	■	■	■	■	■	■	■			
Приконтактовая зона	■									

Таблица 12.8

Гистограмма распределения запасов ЭПГ в Мончеплутоне

Место локализации	Суммарные запасы ЭПГ, %									
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Габбро										
Габбронориты	■									
Нориты										
Ортопироксениты	■	■								
Зона переслаивания ортопироксенитов и перидотитов	■	■								
Плаггиогарцбургиты	■	■	■	■	■					
Эндоконтактовая зона	■	■								
Приконтактовая зона										

Таким образом, данные о зональности оруденения указывают на отчетливо проявленную дифференциацию вещества, которая обусловлена различными факторами. Эти факторы рассматривались детально многими исследователями (Котульский и др., 1947; Елисеев и др., 1956; Козлов, 1973; Рундквист, Соколова, 1978; Баргенов, Докучаева, 1975). По нашему мнению, важнейшим из них является кристаллизационная дифференциация, которая, в первую очередь, определяет внутреннюю зональность жил и гнезд. Наблюдающаяся зональность хорошо согласуется с результатами экспериментальных работ по расслоению сульфидных расплавов халькопирит-пентландит-пирротинового состава с участием или без участия магнетита (Арутюнян и др., 1991, 1992).

## Глава 13

### ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА БЛАГОРОДНО-МЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В МОНЧЕГОРСКОМ РАЙОНЕ

---

Проблема разнообразия благороднометалльного оруденения в различных породных ассоциациях Кольской платинометалльной провинции ранее неоднократно обсуждалась (Яковлев, Докучаева, 1994; Яковлев и др., 1999; Митрофанов и др., 1994а,б; 1999; Додин и др., 2000; Гроховская и др., 1999, 2000, 2003). Универсального закона распределения и контроля минералов благородных металлов, как и самих металлов, в расслоенных комплексах к настоящему времени не установлено. Главными контролирующими факторами являются первоначальная обогаченность магматического источника платиноносных интрузий и специфика эволюции рудно-магматических систем в ходе кристаллизации и дифференциации рудовмещающих интрузий.

Мончегорский район широко известен прежде всего медно-никелевыми месторождениями, связанными с Мончеплутоном (Горбунов и др., 1985). В настоящее время он выходит на второе место по платино-палладиевому сырью, благодаря открытию малосульфидного платинометалльного оруденения. Оно установлено в юго-восточной части расслоенного Мончеплутона, в метагабброноритах предгорья Вурэчуайвенч, и на двух участках вблизи юго-западной части Мончеплутона - Южно-Сопчинском и Восточно-Мончетундровском. Породы предгорья Вурэчуайвенч относятся к верхней части общего разреза Мончеплутона (глава 4), а породы участков Южно-Сопчинский и Восточно-Мончетундровский слагают юго-восточную часть Мончетундровского массива.

В результате анализа минерального состава платинометалльного оруденения на территории Мончегорского района установлено, что оно сильно и контрастно различается в зависимости от разного типа проявлений и проявляет близкое сходство в однотипных породах. Выявлено также много новых минеральных фаз.

В настоящее время в Мончегорском районе по данным (Генкин и др., 1963; Юшко-Захарова, Черняев, 1966а,б; Юшко-Захарова, 1975; Орсоев и др., 1982, 1994; Яковлев и др., 1981; Yakovlev et al., 1991; Яковлев, Докучаева, 1994; Гроховская, Лапутина, 1988; Гроховская и др., 2000, 2003; Dedeev et al., 2002, Нерадовский и др., 2002) установлено 67 фаз платиновых металлов (табл.13.1). Из них 41 минерал был ранее встречен и в других рудопроявлениях мира (Sabri, 2002), а 26 ранее неизвестных фаз впервые установлены в Мончегорском районе.

Распределение минеральных фаз по типам месторождений в Мончеплутоне (табл.13.2) имеет сложный и неравномерный характер. Различие обусловлено прежде всего спецификой благороднометалльной минерализации в медно-никелевых рудах массивов НКТ и Сопча, а также в хромитовых рудах Сопчеозерского месторождения. Жильные руды Главного рудного поля НКТ и глубинного «медного» оруденения содержат благородные металлы преимущественно в форме самородных элементов, теллуридов, висмутидов и висмутотеллуридов. Хромитовые руды содержат благородные металлы в форме интерметаллидов и сульфидов. Спецификой этих руд является преобладание Ir и Os в минеральных фазах. Для рудного пласта «330» массива Сопча характерным является рассеянная форма ЭПГ в рудообразующих сульфидах. Во всех этих рудах практически не установлены соединения благородных металлов с мышьяком.

Таблица 13.1

Минералы и фазы благородных металлов в месторождениях Мончегорского  
рудного района

№ п/п	Минералы и фазы	Формула	Распространение минералов в рудах месторождений и рудопроявлений					
			Тип					
			Cu-Ni		Cr	Pt-Pd		
			НКТ	Сопча	Сопчинское	Вурэчуайвенч	Южно- Сопчинское	Мончегундровс кое
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<b>Самородные металлы и интерметаллические соединения</b>								
1	Золото	Au	+	+	+	+		+
2	Изоферроплатина	(Pt,Pd) <sub>3</sub> (Fe,Cu)						+
3	Иридоосмин	(Os,Ir)	+					
4	Кюстелит	(Ag,Au)				+		
5	Осмий	Os	+					
6	Платина	Pt	+					
7	Серебро	Ag		+		+	+	+
8	Электрум	(Au,Ag)	+			+	+	+
9	Без названия	Pd <sub>3</sub> Ag	+					
10	Без названия	(Pd,Pb)		+				
11	Без названия	(Pd,Rh,Cu)		+				
12	Без названия	(Ir,Os)			+			
13	Без названия	(Os,Ir,Ru)			+			
14	Без названия	(Ru,Ni,Os,Ir)			+			
15	Без названия	(Cu,Ni,Fe,Pt,Pd)						+
16	Без названия	Cu <sub>3</sub> Pt						+
17	Без названия	Cu <sub>3</sub> Pd						+
<b>Сульфиды, сульфосоли и им подобные соединения. Сульфиды</b>								
1	Аргентопентландит	Ag(Fe,Ni) <sub>8</sub> S <sub>8</sub>	+	+				
2	Брэггит	(Pt,Pd,Ni)S	+				+	+
3	Высоцкит	(Pd,Ni)S					+	+
4	Куперит	(Pt,Pd)S					+	+
5	Лаурит	(Ru,Os,Ir)S <sub>2</sub>			+			
6	Без названия	(Os,Ir,S)			+			
7	Без названия	(Pd,Pb) <sub>2</sub> (S,Se)					+	
<b>Сульфоарсениды</b>								
1	Pt-герсдорфит	(Ni,Pt)AsS				+	+	+
2	Ирарсит	(Ir,Ru,Rh,Pt)AsS				+	+	+
3	Кобальтин	(Co,Pd,Pt)AsS				+	+	+

Окончание табл. 13.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
4	Платарсит	(Pt,Rh,Ru)AsS				+		
5	Холингуортит	(Rh,Pt,Pd)AsS				+	+	+
6	Без названия	(Ni,Pd) <sub>2</sub> AsS				+		
<b>Арсениды</b>								
1	Гуанглинит(?)	Pd <sub>3</sub> As				+	+	+
2	Маякит	PdNiAs				+		
3	Меньшиковит(?)	Pd <sub>3</sub> Ni <sub>2</sub> As <sub>3</sub>				+		
4	Паларстанид(?)	Pd <sub>8</sub> (Sn,As) <sub>3</sub>						+
5	Изомертиит	Pd <sub>11</sub> Sb <sub>2</sub> As <sub>2</sub>				+	+	
6	Сперрилит	PtAs <sub>2</sub>	+			+	+	+
7	Без названия	Pd <sub>2</sub> As					+	+
8	Без названия	Pd <sub>2</sub> (As,Sb)					+	+
9	Без названия	Pd <sub>3</sub> (Te,As)					+	
10	Без названия	Ni <sub>6</sub> Pd <sub>2</sub> As <sub>3</sub>						+
11	Без названия	(Pd,Hg,Au) <sub>3</sub> As				+		
12	Без названия	Pd <sub>5</sub> As <sub>2</sub>				+		
<b>Теллуриды, селениды, станниды</b>								
1	Гессит	Ag <sub>2</sub> Te	+					
2	Звягинцевит	(Pd,Pt) <sub>3</sub> (Pb,Sn)						+
3	Калаверит	AuTe <sub>2</sub>	+					
4	Науманит	Ag <sub>2</sub> Se				+		
5	Нигглиит	Pt(Sn,Te)	+					
6	Паоловит	Pd <sub>2</sub> Sn	+					
7	Сильванит	AgAuTe <sub>4</sub>	+					
8	Сопчеит	Ag <sub>4</sub> Pd <sub>3</sub> Te <sub>4</sub>		+		+		+
9	Станнопалладинит(?)	Pd <sub>3</sub> Sn <sub>2</sub>	+					
10	Теллурупалладинит	Pd <sub>9</sub> Te <sub>4</sub>	+					
11	Без названия	Pd <sub>5</sub> Te <sub>2</sub>						+
12	Без названия	Pd <sub>6</sub> AgTe <sub>4</sub>				+	+	+
<b>Висмутотеллуриды</b>								
1	Котульскит	Pd(Te,Bi) <sub>1-2</sub>	+	+		+	+	+
2	Майченерит	(Pd,Pt)BiTe	+			+		
3	Масловит	PtBiTe	+					
4	Меренскиит	(Pd,Pt)(Bi,Te) <sub>2</sub>	+	+		+	+	+
5	Мончеит	(Pt,Pd)(Te, Bi) <sub>2</sub>	+	+		+		+
6	Без названия	PdBiTe	+					
7	Без названия	PdBiTe <sub>2</sub>	+					
<b>Висмутиды</b>								
1	Соболевскит	PdBi				+		
2	Фрудит	PdBi <sub>2</sub>	+					
3	Без названия	PdBi <sub>3</sub>	+					
<b>Прочие</b>								
1	Без названия	PdO				+	+	+
2	Без названия	PdTl						+
3	Без названия							

Таблица 13.2

Распределение видов минералов и фаз благородных металлов в интрузиях Мончегорского района

Виды минералов и фаз	НКТ, Сопча	Вурэ- чуайвенч	Южно-Сопчинский, Восточно-Мончетун- дровский
Самородные элементы и интерметаллиды	12	4	7
Сульфиды	4	-	4
Сульфоарсениды	-	6	4
Арсениды	1	7	8
Теллуриды, селениды, станниды	8	3	4
Висмутотеллуриды	7	4	3
Висмутиды	2	1	-
Прочие	-	1	3
Всего	34	26	34
В том числе неопределенные	8	4	13

Платинометалльное оруденение, приуроченное к рудному горизонту предгорья Вурэчуайвенч, который обладает чертами рифа (рис.4.20), существенно отличается от рассмотренных типов руд в массивах НКТ и Сопча. Здесь, в отличие от массивов НКТ и Сопча, в три раза меньше самородных металлов, нет сульфидов, но широко развиты сульфоарсениды и арсениды. По комплексу минеральных фаз оруденение рудного горизонта Вурэчуайвенча хорошо сопоставляется с оруденением, установленным на Южно-Сопчинском и Восточно-Мончетундровском участках. В свою очередь, данные участки близки между собой по комплексу минералов и минеральных фаз благородных металлов. В них представлены практически все группы соединений, но общей особенностью является широкое развитие арсенидов и сульфоарсенидов, что отличает их от медно-никелевых и хромитовых руд Мончеплутона.

Сравнительный анализ собственно платинометалльного оруденения Мончегорского района, локализованного в рудопроявлениях Вурэчуайвенч, Южно-Сопчинское и Восточно-Мончетундровское, с оруденением в медно-никелевых рудах Мончеплутона показывает, что они отличаются как по количеству видов минеральных фаз, так и по частоте встречаемости благородных металлов в этих фазах. На примере наиболее распространенных элементов - Pd и Pt установлено, что во всех рассматриваемых объектах Pt входит в состав 40%, а Pd - 70-80% минеральных фаз, тогда как в массивах НКТ и Сопча эти металлы входят всего в состав 20 и 50% фаз соответственно (табл.13.3).

Таким образом, изменение благороднометалльного оруденения в Мончеплутоне, с переходом от медно-никелевых (НКТ, Сопча) и хромитовых (Сопчеозерское) руд в ортопироксенитах и перидотитах, к собственно платинометалльным (Вурэчуайвенч) в метагэброноритах характеризуется уменьшением роли интерметаллидов, сменой соединений благородных металлов с серой на соединения с мышьяком, увеличением активности минералообразования Pt и Pd, снижением активности Ru, Os и Ir. Эти же тенденции продолжаются с переходом к Южно-Сопчинскому и Восточно-Мончетундровскому участкам.

Таблица 13.3

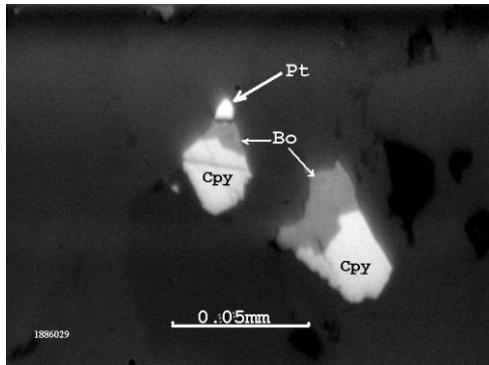
Частота встречаемости благородных металлов в минеральных фазах

Элементы	НКТ, Сопча	Вурэчуайвенч	Южно-Сопчинский, Восточно-Мон- четундровский
	Количество минеральных фаз		
	33	25	34
	Частота встречаемости элементов в фазах: количество в %		
Au	4	4	2
Ag	6	5	3
Pt	7/20	8/40	13/40
Pd	15/50	17/70	27/80
Rh	1	3	2
Ru	3	2	1
Os	7	-	-
Ir	6	1	1

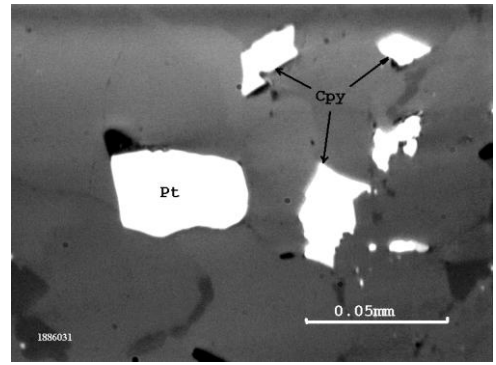
Различия благороднометалльного оруденения в пределах Мончеплутона обусловлены несколькими факторами, главным из которых является связь с составом пород. Влияние этого фактора ранее было установлено для главных минеральных парагенезисов сульфидного оруденения (Козлов, 1973). Так, состав сульфидной массы руд, располагающихся в разных частях Мончеплутона, но в одних и тех же породах, изменяется в основном за счет вариаций содержания никеля, а в разных породах - за счет изменения содержания никеля и меди. Переход из ультраосновных пород в основные сопровождается увеличением в сульфидной вкрапленности доли меди. Эта закономерность связывалась с докамерной дифференциацией расплава.

Многие факты свидетельствуют о связи благороднометалльного оруденения Мончеплутона с медистыми рудами, залегающими в основных породах базальной зоны. Следующий фактор - это кристаллизационная дифференциация сульфидной массы в жилах. В медистых частях жил и отщепленных дифференциатах - «медных» жилах, установлено наибольшее количество минералов благородных металлов. По-видимому, небольшую роль могли играть и гидротермальные растворы в зонах пострудного метаморфизма.

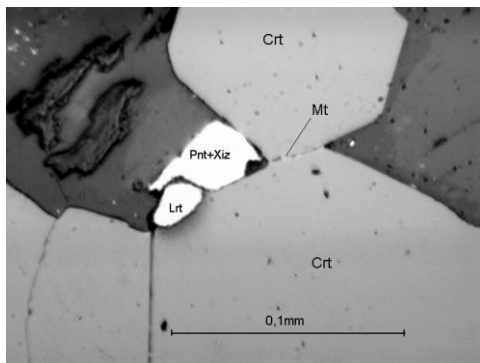
В результате анализа взаимоотношений минералов платиновых металлов с главными минералами было установлено (рис.13А-Е), что выделение их в разных рудах происходило либо в процессе кристаллизации, либо позднее главных минералов, но до гидротермальных преобразований руд. Платиноиды, так же как и главные сульфиды, подвергались замещению поздними силикатами, но они проявляли большую устойчивость и часто сохранялись в виде реликтов среди вторичных силикатов, что создает ложное впечатление об их отложении в основном совместно с поздними водными силикатами. Находки платиноидов обычно приурочены к реликтам первичной вкрапленности. Во вторичной вкрапленности платиновые металлы встречаются редко в собственных минеральных формах и, вероятно, концентрируются в виде изоморфной примеси в главных сульфидах.



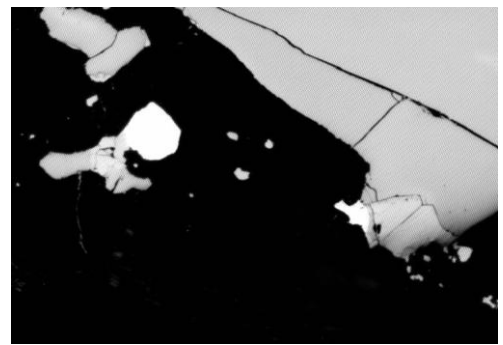
А



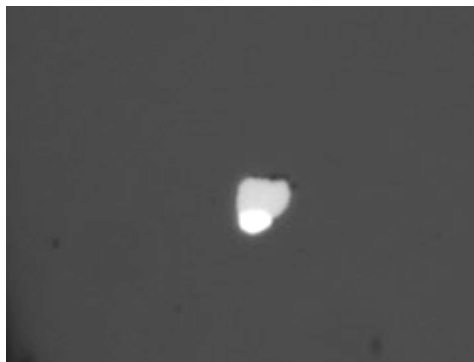
Б



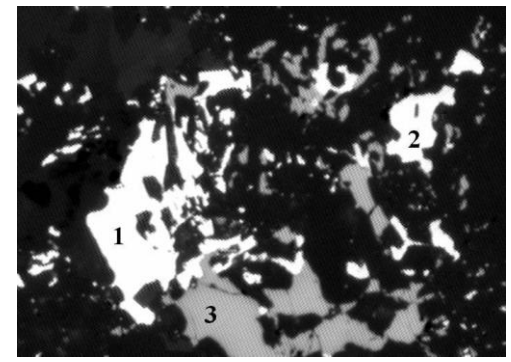
В



Г



Д



Е

Рис.13.1. Взаимоотношения минералов платиновой группы и их формы.

А - выделение сперрилита (Pt) в сростке с борнитом (Bo) и халькопиритом (Cpy) в первичном вкрапленнике, частично замещенном силикатами (черное). Южно-Сопчинский участок; Б - сперрилит (Pt) в силикате обособленно от халькопирита (Cpy), как реликт от замещения первичной вкрапленности силикатами. Южно-Сопчинский участок; В - выделения лаурита (Lrt) и сульфидов никеля - пентландита с хизлеводитом (Pnt+Xiz) между зернами хромита (Crt). Сопчеозерское

*месторождение; Г - зерна меренскиита (белое) в сростках с сульфидами пирротином и пентландитом (серое), как реликты по краям вкрапленников, замещенных поздними силикатами (черное). Размер зерен 0.055 и 0.035 мм. Массив НКТ; Д - первичное включение двух фаз интерметаллидов - (Os, Ir, S, Ru, Rh) - главная и (Ir, Os, S) (более светлая) в хромите (темно-серое). Размер включения 0.008 мм. Сопчезерское месторождение; Е - форма выделения майченерита (1) в силикатах. 2-халькопирит, 3- магнетит. Видно прорастание всех минералов силикатом (черное). Ув. 400. Массив НКТ*

Перенос благородных металлов, несомненно, происходил, однако нет четких доказательств переотложения минералов благородных металлов на значительные расстояния и в массовом масштабе, что уже обсуждалось в работе (Митрофанов и др., 1999). В связи с этим, мы приходим к выводу, что главную роль в распределении минералов благородных металлов в разных типах руд и пород играли процессы магматической кристаллизации и дифференциации, и только на локальных участках отмечаются метаморфические преобразования пород и руд, что обусловило появление дополнительных фаз.



## Глава 14

### СОПЧЕОЗЕРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ХРОМИТОВЫХ РУД МОНЧЕПЛУТОНА

---

В довоенные и послевоенные годы при проведении поисковых работ на сульфидные медно-никелевые руды отмечались находки хромовой минерализации в керне скважин, пройденных в юго-восточной части Мончеплутона. Детальное ее изучение не проводилось, за исключением опробования рудного интервала скв. 1031, пробуренной в 1957 г., и поэтому оценка Мончеплутона на хромитовые руды до 1970-х годов была отрицательной. В.С.Докучаева (1978) на основании сравнения состава рудного хромита Мончеплутона с хромитом уральских месторождений впервые предположила о возможности обнаружения промышленно значимых концентраций хрома в пределах Дунитового блока. В 1994 г. руководство РАО «Норильский никель» принимает решение о возобновлении геологоразведочных работ в Мончегорском районе и, начиная с этого времени, комбинат «Североникель» проводит геологоразведочные работы, что привело к открытию, а затем изучению месторождения хромитовых руд.

В 1994-1995 гг. проводились буровые работы с целью предварительного изучения технологических свойств хромовых руд и определения перспектив участка для постановки поисковых работ, в последующем были выполнены поисковые (1995-1996 гг.), поисково-оценочные (1996-1998 гг.) и разведочные (с 1999-2003 гг.) работы. В 1998 г. был заложен карьер, который в апреле 1999 г. вскрыл рудную залежь. Бурение скважин и опробование выполняли геологи Центрально-Кольской, Мурманской и Печенгской экспедиций, минералоготехнологические свойства руды изучались в ГоИ КНЦ РАН (руководитель д.г.н. А.И.Ракаев) и АО «Институте Гипроникель». В ГоИ и ИХТРЕМС КНЦ (руководитель д.х.н. А.С.Гришин) РАН проведено изучение сопчезерских дунитов с целью получения огнеупоров форстеритового ряда. С 1998 г. детальные структурно-геологические, минералого-петрографические, геохимические и геохронологические исследования выполнялись сотрудниками Геологического института

#### 14.1. Структура месторождения

Сопчезерское месторождение хромовых руд залегает в юго-западной части Дунитового блока Мончеплутона (рис.2.2; 4.2). В головной своей части месторождение было вскрыто эрозионной поверхностью, перекрытой мощной ледниковой мореной с корой выветривания в основании. На рис.14.1 и 14.2 представлены геологическая карта, продольные и поперечные разрезы, составленные по данным геологической службы комбината «Североникель».

Рудовмещающая структура имеет вид узкой пластины с простиранием на северо-запад, ограниченной на северо-востоке и юго-западе разломами. Амплитуда смещения по ним составляет первые сотни метров. Часть нарушений юго-восточного простирания ( $140^\circ$ ) выполнена крутопадающими телами габброидов сложной формы мощностью до 100 м и более мелкими дайками мощностью несколько метров. Они прослеживаются более чем на 2 км при общей ширине роя от 150 до 300 м.

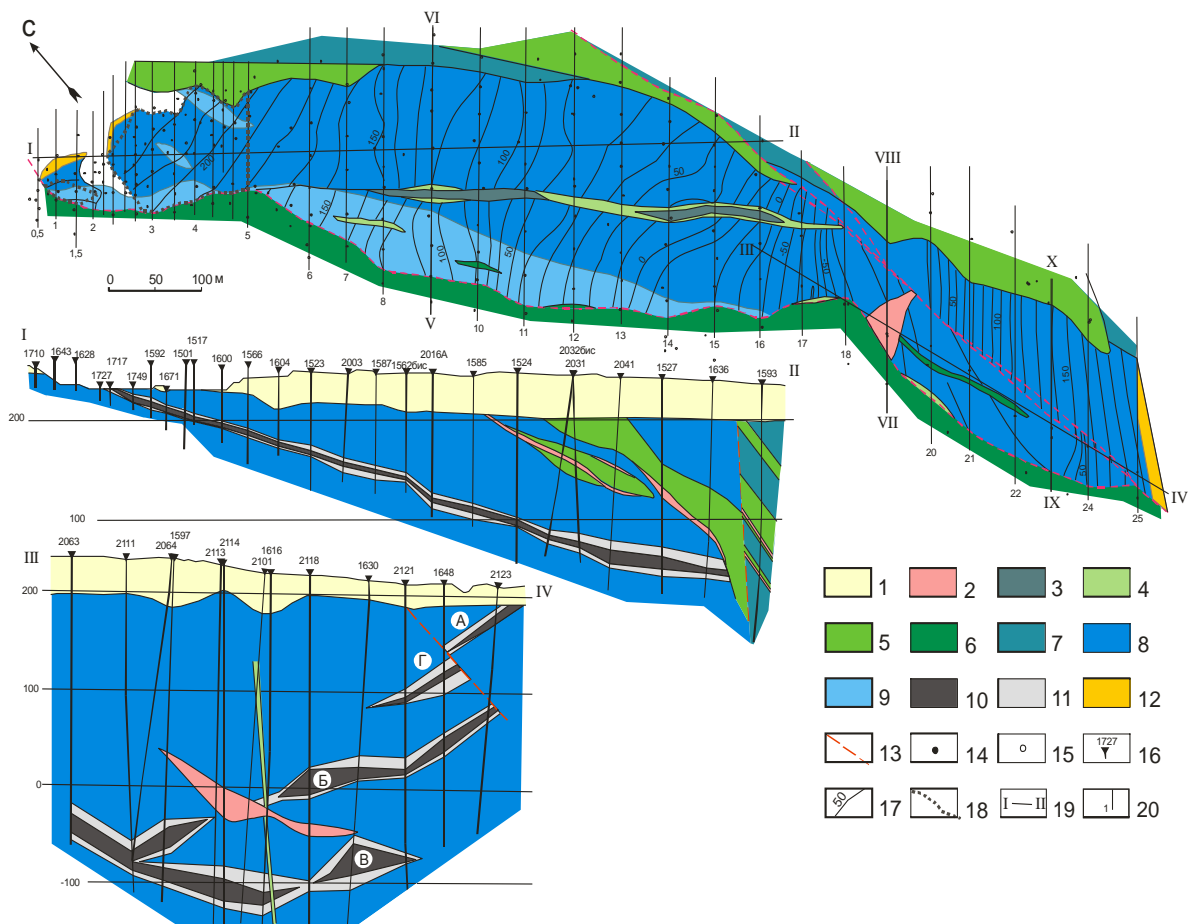


Рис.14.1. Геологический план и продольные разрезы Сопчезерского месторождения.

1 - моренные отложения; 2 - жилы микрогранитов; 3 - дайки ортопиксенитов-норитов; 4 - дайки крупнозернистых габброноритов; 5 - дайки микрогаббро, габбро-диоритов; 6 - габбро-анортозиты Мончетундровского массива; 7-8 - безрудные (7) и рудосодержащие (8) ультрабазиты Дунитового блока; 9 - серпентинизированные ультрабазиты; 10-11 - богатые (10) и бедные (11) хромитовые руды; 12 - ультрабазиты и хромититы, перекрытые мореной; 13 - тектонические нарушения; 14-15 - скважины, пересекающие (14) и не пересекающие (15) руду; 16 - скважина и ее номер; 17 - изогипсы кровли рудной залежи; 18 - контур карьера; 19 - геологический разрез и его номер; 20 - профиль и его номер. По данным геологической службы комбината «Североникель»

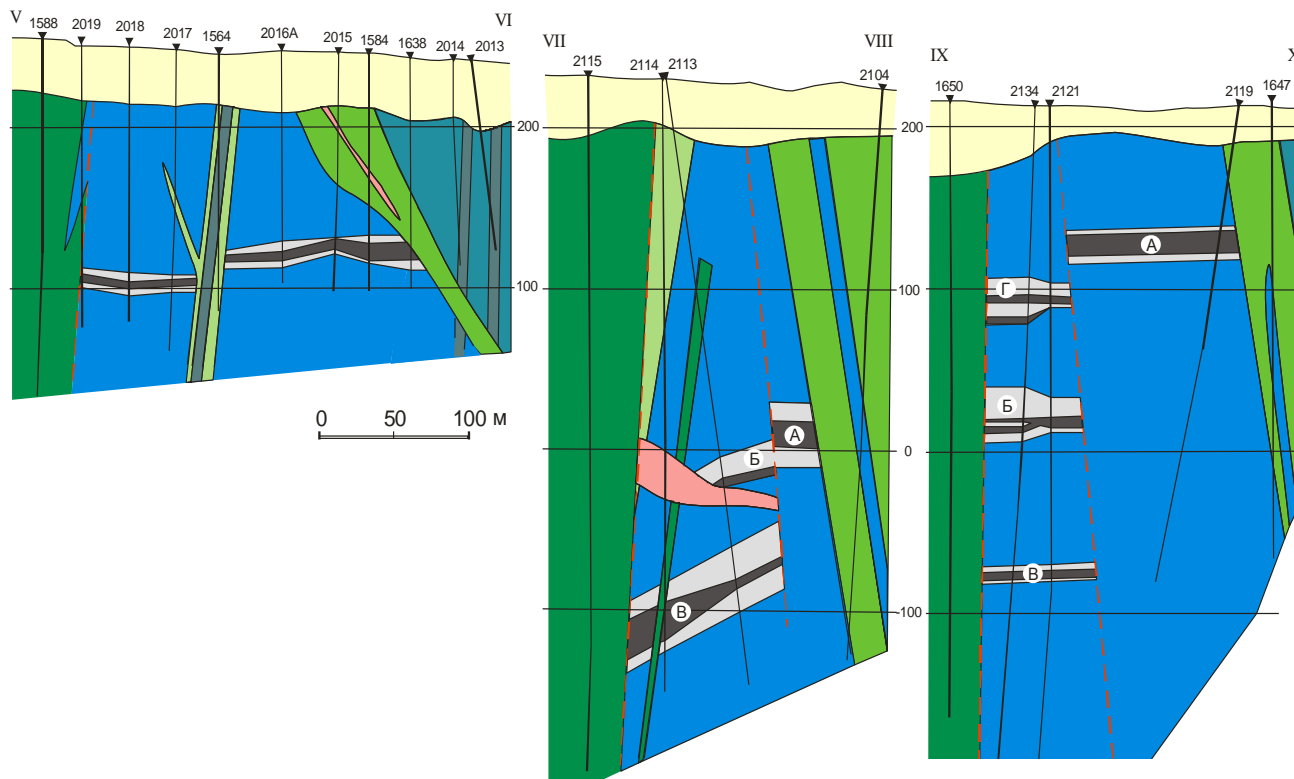


Рис. 14.2. Поперечные геологические разрезы Сопчезерского месторождения.  
Условные обозначения - рис.14.1.

Рудовмещающая структура разбурена до глубин 320 м (скв. 1596) - 350 м (скв. 1598). Дуниты, подстилающие рудные тела, вскрыты наиболее глубокими скважинами (скв. 1501, 1523, 1524) на глубину 100-180 м. Эти скважины пересекли тектонический контакт дунитов с ортопироксенитами, который осложнен дайками габброидного состава. В единичных случаях скважинами (1651, М-20) был вскрыт нормальный контакт между дунитами и породами расслоенной серии Мончеплутона (глава 4).

Выделяются два главных разлома, ограничивающих рудную залежь, оперяющие разломы второго порядка, блокирующие ее, и диагональные трещины в рудовмещающих дунитах. Они образуют единую систему разрывных нарушений, время образования которой предшествовало внедрению габброидов. Более поздняя система трещин субмеридионального простирания, вмещающая региональный комплекс даек ферродолеритов-ферропикритов, не оказывает существенного влияния на структуру месторождения, так как они представляют собою преимущественно трещины разрыва.

Главные разломы, простирающиеся по азимуту СЗ 320-340°, падают на северо-восток под углом 45-50°. По одному из них, ограничивающему хромитовую залежь с северо-востока, внедрилась сложная дайка микрогаббро-микрогранита. Он представляет собой типичный взброс, по которому северо-восточное крыло залежи было поднято и эродировано. Второй разлом, предположительно сбросового типа, ограничивает рудную залежь с юго-запада. По нему приведены в соприкосновение дуниты с породами расслоенной серии Мончеплутона (скв. 1524, 1651) или с крупнозернистыми габброидами (скв. 1523, 1518).

Оперяющие разломы, так же как и главные, часто служили каналами внедрения расплавов основного состава, зафиксированные дайками габброидов. Реже они выражены в виде зон катаклаза и расланцевания, что сопровождалось процессами серпентинизации дунитов. Многочисленные дайки крупнозернистых габброидов, прорывающие рудные тела, имеют крутое (до вертикального) падение и преимущественно северо-западное простирание. Субпараллельные им дайки микрогаббро и микрогранитов, расположенные за северо-восточной границей месторождения, падают на северо-восток под углом 45-50°.

Сопчезерское месторождение представляет собою линзовидно-пластовую рудную залежь, проекция которой на плане имеет вид полосы (рис.14.1) длиной 1200 м (от скв. 1623 до скв. 2123) и шириной от 80 м (профиль 18) до 220-240 м (профили 11-13). Длина выходящей под морену головной части рудной залежи составляет 190 м. Рудная залежь полого погружается на юго-восток от отметки 245 м на профиле 1 до отметки -70 м на профиле 17, где она расщепляется на два тела - пласты Б и В, разделенные слоем дунитов мощностью 90 м, и ее погружение сменяется воздыманием (рис.14.2). В 60 м выше пласта Б на юго-восточном фланге залегает ограниченное по площади самостоятельное рудное тело - линза Г. Часть основной рудной залежи, названная пластом А, взброшена по диагональному разлому на 100-200 м. Она представляет собою второй выход хромититов, перекрытой мореной на юго-восточном фланге месторождения (рис.14.2). Контуры рудной залежи определяются только опробованием, так как ее границы имеют постепенный характер. Увеличение содержания хромита наблюдается в пределах интервалов мощностью от 0.5 до 1.0 м.

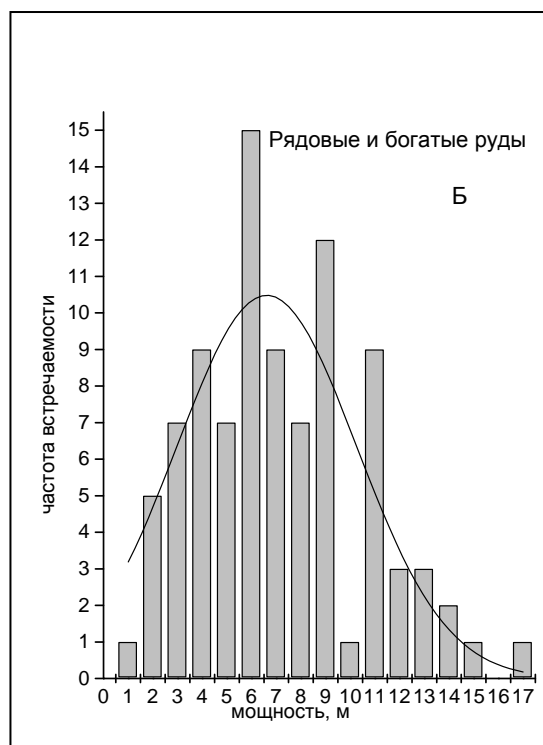
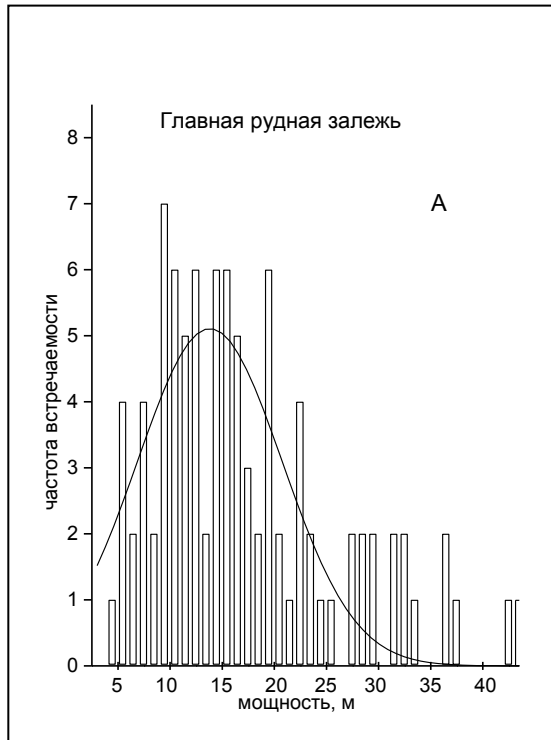


Рис.14.3 Распределение мощностей главной рудной залежи (А), рядовых и богатых руд (Б) в зависимости от частоты встречаемости

Общая вертикальная мощность рудных тел, рассчитанная при 5%-м бортовом содержании  $Cr_2O_3$  (10 об.% хромита), варьирует в больших пределах (рис.14.3). Для главной рудной залежи (профили 1-16) она меняется от 1.6 м (скв. 1621) до 40.6 м (скв. 2060), в среднем мощность рудного тела составляет 14.7 м (по 94 пересечениям). Наиболее чаще мощность рудного тела варьирует в пределах 3-20 м, с четко выраженным пиком 7-17 м. Мощность рядовых и богатых руд меняется от 0.8 м (скв. 1621) до 16.5 м (скв. 2060) при преобладании - от 2-3 до 11 м, с пиком 5-6 м; средняя мощность составляет 7.2 м (по 92 пересечениям).

Мощность рудных пластов и линз, вскрытых в юго-восточной части (профили 17-25), увеличивается и варьирует в следующих пределах: для рудного пласта Б - от 18.3 м до 32.9 м, в среднем составляет 25.1 м; для рудного пласта В - от 10.0 м до 57.8 м, в среднем - 28.7 м; для рудной линзы Г - от 14.7 м до 47.5 м, в среднем - 31.3 м.

На рисунке 14.4 отображена средняя мощность рудных тел и совместно мощность рядовых и богатых руд по каждому профилю. Анализ диаграммы показывает, что для главной рудной залежи (рис.14.4А) устанавливается четко выраженное увеличение общей мощности рудного тела и мощности заключенных в них рядовых и богатых руд при движении на юго-восток или от головы залежи по ее падению. Относительная доля рядовых и богатых руд колеблется от 31 до 65%, при этом доля их в юго-восточной, наиболее погруженной части залежи (профили 13-16), заметно уменьшается. Для пластов, залегающих на профилях 17-25 (рис.14.4Б,В,Г), зависимость между общей мощностью и суммарной мощностью рядовых и богатых руд различная - она лучше выражена для пласта А - линзы Г, и практически отсутствует для пластов Б и В. Для пласта А - линзы Г выявлено сильное уменьшение мощностей при движении от профиля 20 к профилю 25.

Подсчет мощностей пластов богатых руд и их доли от суммы рядовых и богатых руд, выполненный для Главной рудной залежи (профили 1-16), приведен в табл.14.1. При общем колебании их мощности от 0.8 до 14.20 м, средняя мощность по профилям варьирует от 2.5 до 9.4 м и в среднем составляет 4.3 м. Доля богатых руд от суммы рядовых и богатых руд колеблется от 47.9 до 93.4% и в среднем равна 64.8%. Между долей богатых руд и мощностью рудных пластов отсутствует прямая зависимость, однако устанавливается тенденция увеличения мощности пластов и доли в них богатых руд от профиля 1 к профилю 13, а затем уменьшения при движении к профилю 16. После расщепления рудной залежи ситуация меняется принципиально. При более высокой общей мощности рудных пластов, доля богатых руд в них сокращается и последние образуют в разрезе рудного тела два-три горизонта, разобщенные многометровыми слоями рядовых руд иногда с безрудными прослоями.

Внутреннее строение рудной залежи характеризуется линзовидной слоистостью, обусловленной вертикальной перемежаемостью богатых и рядовых (или бедных) руд и отсутствием корреляции ее разрезов даже в сближенных скважинах (рис.14.5). В конкретных пересечениях рудных пластов можно наблюдать от 2-3 рудных слоев до 7 слоев богатых руд и 11 рядовых руд. Расположение слоев богатых руд в разрезах и их мощность сильно варьирует от разреза к разрезу.

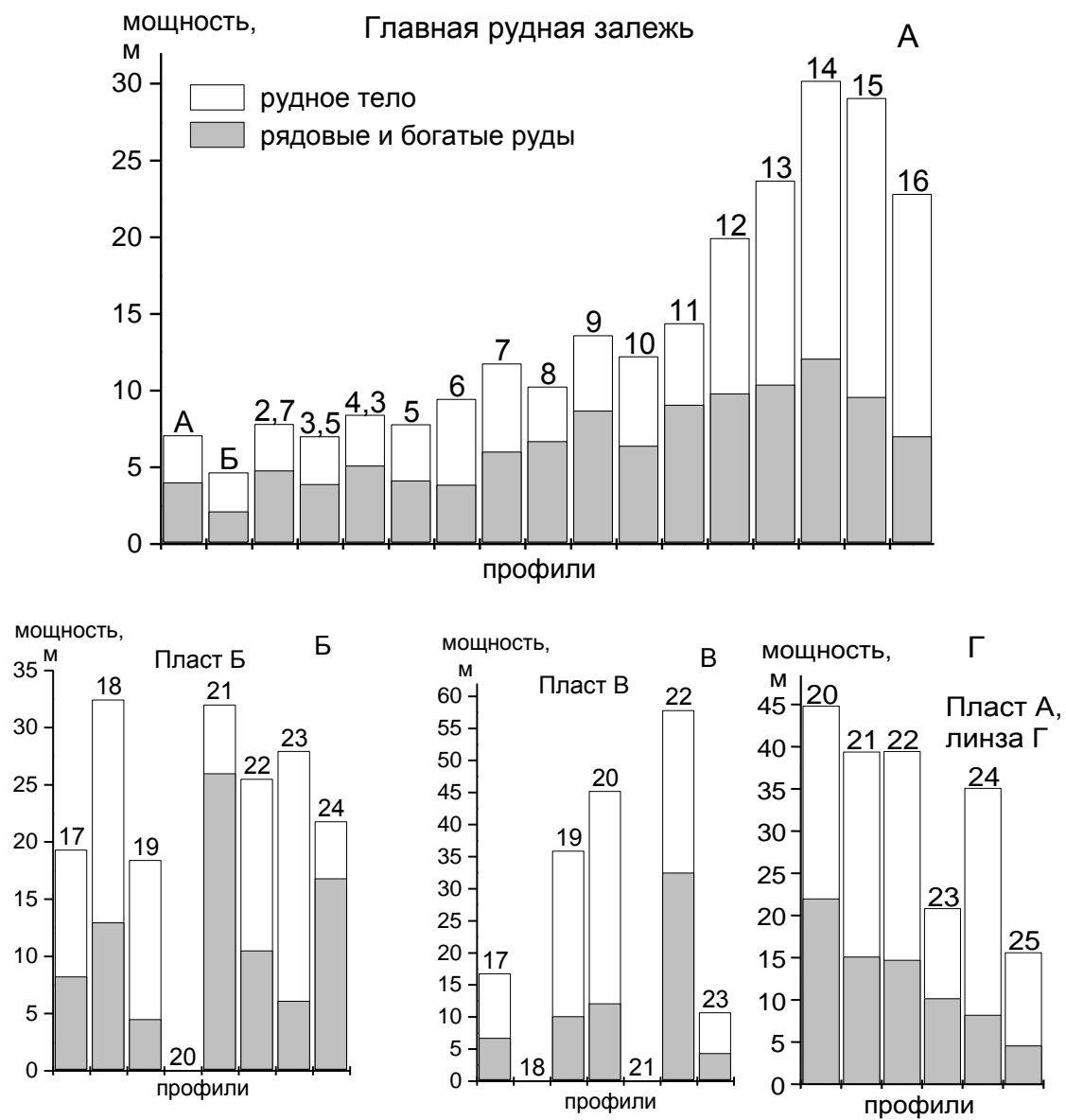


Рис.14.4. Изменение общей мощности рудных тел и мощности рядовых и богатых руд по профилям для главной рудной залежи, профили 1-16 (А), пластов Б и В (Б, В), пласта А и линзы Г (Г)

Таблица 14.1

Характеристика параметров богатых руд в пределах  
Главной рудной залежи (колебания и средняя мощность, доля)

Профиль	Мощность м			%
	от	до	средняя	
Блок А	0.80	3.50	2.47	59.68
Блок Б	3.55	3.55	3.55	85.54
2,7	1.40	5.70	3.45	58.62
3,5	0.70	3.75	2.45	64.64
4,3	2.30	4.00	3.43	64.78
5	1.40	4.95	2.51	67.47
6	1.55	4.00	3.05	83.11
7	1.45	4.40	2.91	51.14
8	2.00	5.30	3.67	56.48
9	0.80	9.75	4.14	47.89
10	2.50	6.10	4.30	69.84
11	2.40	8.15	5.64	62.50
12	4.20	9.30	6.73	73.59
13	3.55	14.20	9.36	93.44
14	1.80	11.00	6.31	52.46
15	3.10	7.60	4.95	51.25
16	3.20	5.30	4.13	59.05
Среднее значение			4.30	64.79

ПРИМЕЧАНИЕ. Блок А - профили 1, 1.5, 2; Блок Б - профили 2.3, 2.6; % - доля богатых руд от суммы рядовых и богатых руд. Расчет выполнен по 92 пересечениям.

Ориентировка границ слоев и рудной залежи в целом является субпараллельной. В то же время на основе полевых замеров в Сопчеозерском карьере, выполненных авторами в 2001 г. при отборе ориентированных образцов, установлено более пологое падение полосчатости в рудах (6-10°), чем общий наклон рудной залежи (20-25°).

При движении с запада на восток характер вертикальных разрезов рудной залежи меняется. Так, на северо-западном фланге месторождения (профили 1-6) преобладают относительно простые разрезы, в пределах которых наблюдаются от 1-2 до до 3 слоев богатой и бедной руды. В средней части месторождения (профили 7-13) преобладают 2-3 - слойные разрезы при одновременном увеличении мощности тела. На юго-восточном фланге (профили 13-17) число слоев богатых руд обычно увеличивается до 3-7.

Общая концентрация  $Cr_2O_3$  в рудной залежи определяется прежде всего соотношением богатых и рядовых руд. Мощность слоев богатых руд в составе залежи, суммированная в разрезах по данным рудных пересечений в скважинах, варьирует от 0 до 13.1 м, а рядовых руд - от 0 до 23.3 м. Общий объем богатых руд составляет около 40 % от общей мощности залежи.



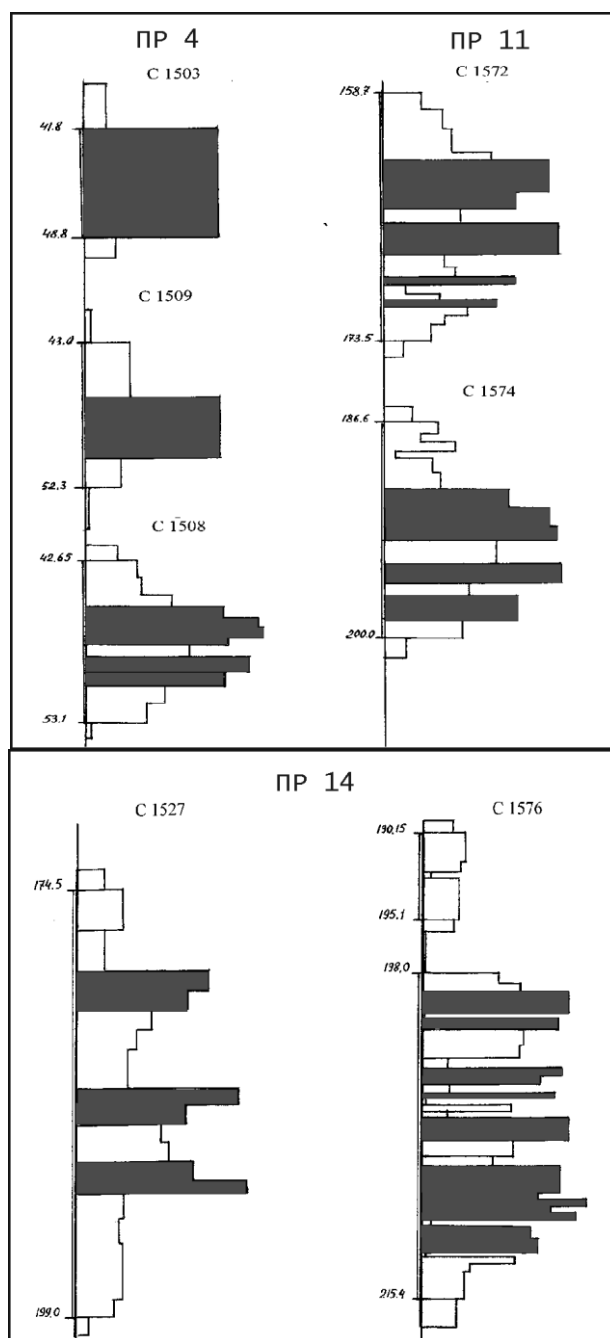


Рис.14.5. Характер строения рудной залежи в разных ее частях по данным опробования. Вверху - номер скважины и профиль; слева - отметки кровли и подошвы рудного тела от поверхности, м; незалитые контуры - бедные руды, залитые - рядовые и богатые

При средневзвешенном содержании  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в рудной залежи 23-24% установлено, что изменение содержания в ней имеет нечетко выраженный линзовидный характер (рис.14.5). В северо-западной части месторождения (между профилями 2-9) наблюдается «струя» богатых руд с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  более 30%, которая совпадает с простираем залежи с содержанием 25-30%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . В юго-восточной части месторождения (профили 11-15) слабо выражена поперечная «струя» с концентрацией 25-30%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

## 14.2. Вмещающие интрузивные и дайковые породы

Вмещающие породы Сопчеозерского месторождения четко разделяются по своему составу и происхождению на две группы. Первая представлена ультраосновными интрузивными породами, которые являются одновозрастными и сингенетическими по отношению к руде. Вторая группа включает в себя более поздние, разновозрастные и различные по составу дайковые образования, среди которых выделяются локальные и региональные комплексы. Часть дайковых тел сечет вмещающие ультраосновные породы и рудные пласты, часть ограничивает рудную залежь.

Среди ультраосновных пород резко преобладают дуниты, гарцбургиты и плагиоклазовые их разновидности, между которыми установлены постепенные переходы. В подчиненном количестве находятся основные породы - оливиновые нориты и троктолиты, которые образуют нечетко выраженные участки или обособления.

Вблизи зон тектонических нарушений породы подвергаются процессам серпентинизации и хлоритизации, поэтому дополнительно выделяются серпентинизированные и хлорит-серпентинизированные разновидности.

На основании анализа петрографических особенностей ультраосновных пород и их химического состава в пределах месторождения выявлена четко проявленная латеральная зональность, которая фиксируется увеличением содержания интеркумулусных минералов - пироксена и плагиоклаза в дунитах от центральной части Дунитового блока к флангам. В соответствии с ней юго-восточная половина рудной залежи до профиля 13 залегает в дунитах, которые в северо-западном направлении последовательно сменяются пироксеновыми и плагиоклаз-пироксеновыми дунитами, а в головной части залежи на профилях 1-5 вмещающими породами являются плагиогарцбургиты, пироксеновые дуниты, а затем и дуниты. Наиболее наглядно этот вывод можно проиллюстрировать на примере результатов химического анализа ультраосновных пород (табл.14.2), по данным которого в северо-западном направлении во вмещающих ультрабазитах возрастает содержание  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , но уменьшается  $\text{MgO}$ .

*Дуниты* резко преобладают в юго-восточной части месторождения и играют подчиненную роль в его северо-западной части. Они представляют собою преимущественно слабоизмененные породы, вблизи нарушений они подвергаются локальной серпентинизации и хлоритизации. Дуниты сложены (об. %) близкими к изометричной форме зернами оливина (95-98), аксессуарным хромитом (2-5), интерстиционным ортопироксеном (0.5-1), часто замещаемым актинолитом и серпентином (1-3). Хромит образует изометрические, октаэдрической формы зерна размером 0.1-0.3 мм или их агрегаты. Они большей частью расположены хаотично, включены в оливин или ортопироксен, реже

образуют цепочечные агрегаты. Серпентин присутствует практически во всех породах, вблизи нарушений его доля повышается до 10 об. %. Он развивается по системе субпараллельных микротрещин, реже образует типичные петельчатые агрегаты. В пределах более поздних, секущих микротрещинок, отлагался хлорит, оталькование имеет локальный характер.

Таблица 14.2

Химический состав вмещающих рудную залежь пород ультраосновного состава Сопчеозерского месторождения, мас. %

Проба	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
C-1525/143	37.47	0.07	1.34	3.34	3.86	0.09	48.17	0.41	0.03	0.01	2.81
C-1585/99.5	38.92	0.09	1.25	3.47	5.9	0.12	45.98	0.52	0.04	0.01	1.34
C-1585/146.5	38.67	0.09	0.94	3.99	4.98	0.12	46.07	0.56	0.01	0.01	2.59
C-1612/8.3	43.14	0.12	1.99	2.93	7.27	0.15	39.44	1.84	0.11	0.02	1.01
C-1612/22.4	42.16	0.13	2.42	2.9	6.83	0.13	39.09	2.34	0.17	0.08	1.04

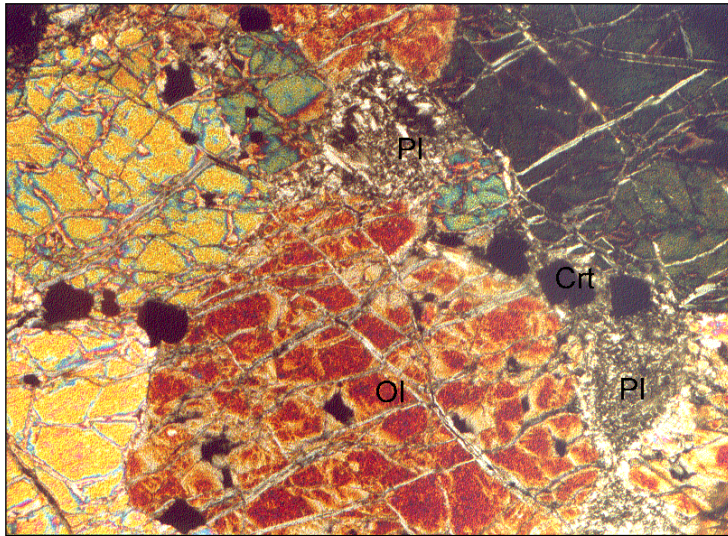
ПРИМЕЧАНИЕ. Пробы отобраны из керна скважин, которые расположены в порядке движения к голове залежи (C-1525, 1585 - восточный фланг и центральная часть, C-1612 - северо-западный фланг). Анализы выполнены в ГИ КНЦ РАН.

*Пироксеновые дуниты*, преобладающие в центральной части месторождения, отличаются от дунитов глубинных горизонтов несколько меньшим количеством оливина (87-92 об.%), но большим - частично актинолитизированного ортопироксена (5-10). В них появляется интерстиционный, частично или полностью измененный плагиоклаз (1-5). Содержание хромита варьирует от 2 до 5.

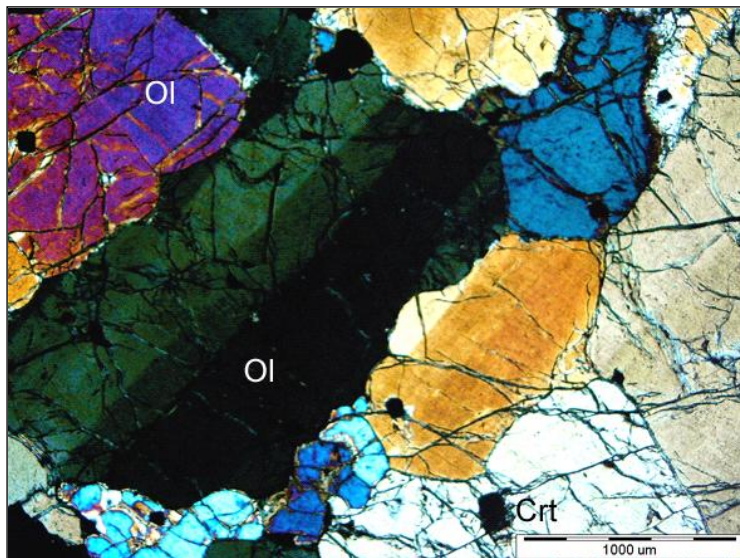
*Плагиоклаз-пироксеновые дуниты* встречаются только в северо-западной части месторождения. Они сложены оливином (80-87) и актинолитизированным ортопироксеном (5-10), измененным плагиоклазом (5-10), клинопироксеном (1-2%) и хромитом (2-3). Ортопироксен, плагиоклаз и реже клинопироксен образуют крупные порфиридные вкрапленники размером до 1 см, содержащие включения оливина, что обуславливает пойкилитовую структуру. На границе оливина и плагиоклаза, как правило, развиваются келифитовые каймы, сложенные поперечноволоконистыми агрегатами амфибола, а центральная часть зерен плагиоклаза часто замещается агрегатом хлорита (рис.14.6). На отдельных участках зерна оливина и реже ортопироксена имеют дислокационные пластические деформации в виде полисинтетических полос (рис.14.7).

*Гарцбургиты и плагиогарцбургиты* залегают в северо-западной части месторождения. Главными минералами являются оливин (45-80) и ортопироксен (10-50), второстепенными - клинопироксен (0-15), хлоритизированный плагиоклаз (0-10), постоянно присутствует хромит (1-2). Типичным для них является пойкилитовая структура, обусловленная включениями оливина и хромита в крупных зернах ортопироксена, и реже клинопироксена размером до 1 см (рис.14.8). Оливин, наряду с изометрическими выделениями, часто наблюдается в виде частично резорбированных зерен. Гарцбургиты, относительно обогащенные ортопироксеном, образуют нечетко выраженные тела в пироксен-плагиоклазовых дунитах, а обедненные ортопироксеном ассоциируют с существенно плагиоклазовыми породами - троктолитами и норитами.

*Меланократовые троктолиты (гарризиты)* были обнаружены в северо-западной части месторождения. От ультрабазитов их отличает увеличение количества плагиоклаза при сохранении его интерстиционной формы выделения. Они сложены оливином (70-80), хлоритизированным плагиоклазом (10-20), ортопироксеном (3-10), клинопироксеном (0-2) и хромитом (1-2). На границе оливина и плагиоклаза развиваются келифитовые каймы, а плагиоклаз интенсивно замещается хлоритом.



*Рис.14.6. Плагиодунит Сопчеозерского месторождения. Интерстиционный плагиоклаз замещен хлоритом. Фото. Скв. С-1602, николи х. Ув. 40*



*Рис.14.7. Дунит Сопчеозерского месторождения. Фрагмент микроструктуры оливина с полисинтетическими полосами, обусловленными пластическими деформациями. Фото. Скв. С-1651/201 м, николи х*

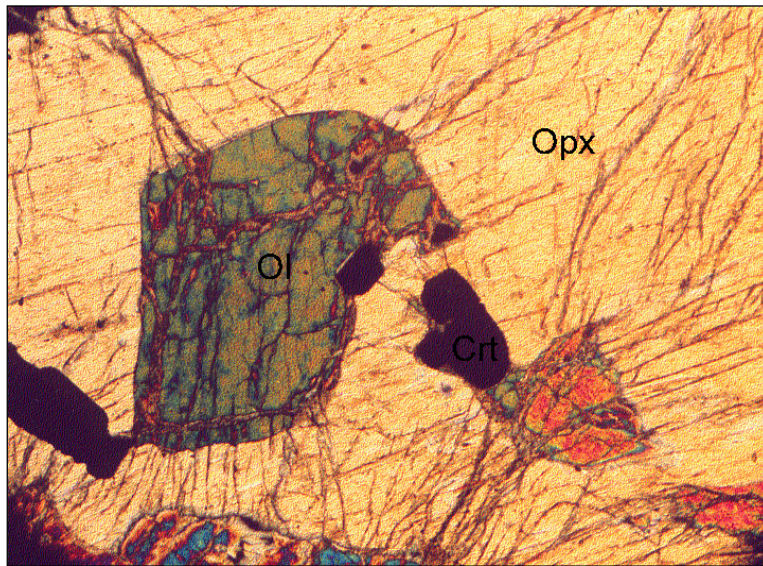


Рис.14.8. Гарцбургит Сопчеозерского месторождения. Пойкилитовая структура, включения оливина и хромита в ортопироксене. Оливин частично резорбирован. Фото. Скв. С-1600, николи х. Ув. 40

Редко встречающиеся *оливиновые меланократовые нориты*, сложены оливином (65-78), ортопироксеном и амфиболовыми по нему псевдоморфозами (10-17), хлоритизированным плагиоклазом (10-15), клинопироксеном (0-3) и хромитом (>1). Породы обладают пойкилитовой структурой. Характерным для них является серпентинизация оливина, а также амфиболизация и хлоритизация.

Для всех вышеописанных пород, которые относятся к типичным хромит-оливиновым кумулатам, устанавливается одинаковый порядок кристаллизации минеральных фаз: хромит - оливин - ортопироксен - (клинопироксен) - плагиоклаз.

Характерной особенностью ультрабазитов месторождения является широкое развитие пластических деформаций типа трансляционного скольжения. Наиболее ярко они проявлены в оливине и, в меньшей мере, в ортопироксене и хромите. Выражены они в виде полос пластического излома. Наиболее чаще пластические деформации встречаются во вмещающих ультрабазитах как вблизи контакта с пластами хромитовых руд, так и на удалении, и значительно реже в пределах рудных пластов. Появление данного типа деформаций может быть обусловлено разными причинами, главными из которых является повышение температуры свыше 400°C и общего давления свыше 5 кбар (Чернышов, 2001).

Дайковые породы месторождения представлены разновозрастными комплексами *микробабро-микрогранитов*, образующих северо-восточную границу залежи, крупнозернистых, часто амфиболизированных *габбро*, ограничивающих залежь на юго-западе, крупнозернистых *меланократовых норитов-плагиортопироксенитов*, слагающих крупную дайку в центральной части залежи, и среднезернистых *габброноритов*, прорывающих залежь в разных ее частях. Помимо них, в пределах месторождения широко развиты более поздние маломощные дайки регионального комплекса *ферродолеритов-ферропикритов*. Детальное описание дайковых пород приведено в главе 9.

Следует отметить, что габброидные породы дайковых комплексов имеют, как правило, крупнозернистую структуру при отсутствии закалочных зон. Это свидетельствует о внедрении их в еще не полностью остывшие породы. Доказательством этого является также относительно небольшой временной интервал между формированием пород Мончеплутона и внедрением даек габброидов (глава 3). Необходимо отметить также, что в дайках габброидов присутствуют ксенолиты хромитов и дунитов, которые часто метасоматически изменены с образованием зональности.

### 14.3. Типы хромитовых руд и их вещественный состав

#### *Типы хромитовых руд*

В пределах Сопчеозерского месторождения на основании изучения структурно-текстурных особенностей руд, содержания в них  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , содержания и состава главного рудного минерала - хромита выделяются три типа руд: богатые (густовкрапленные и сплошные), рядовые (редко- и густовкрапленные) и убогие (вкрапленные и рассеянно-вкрапленные).

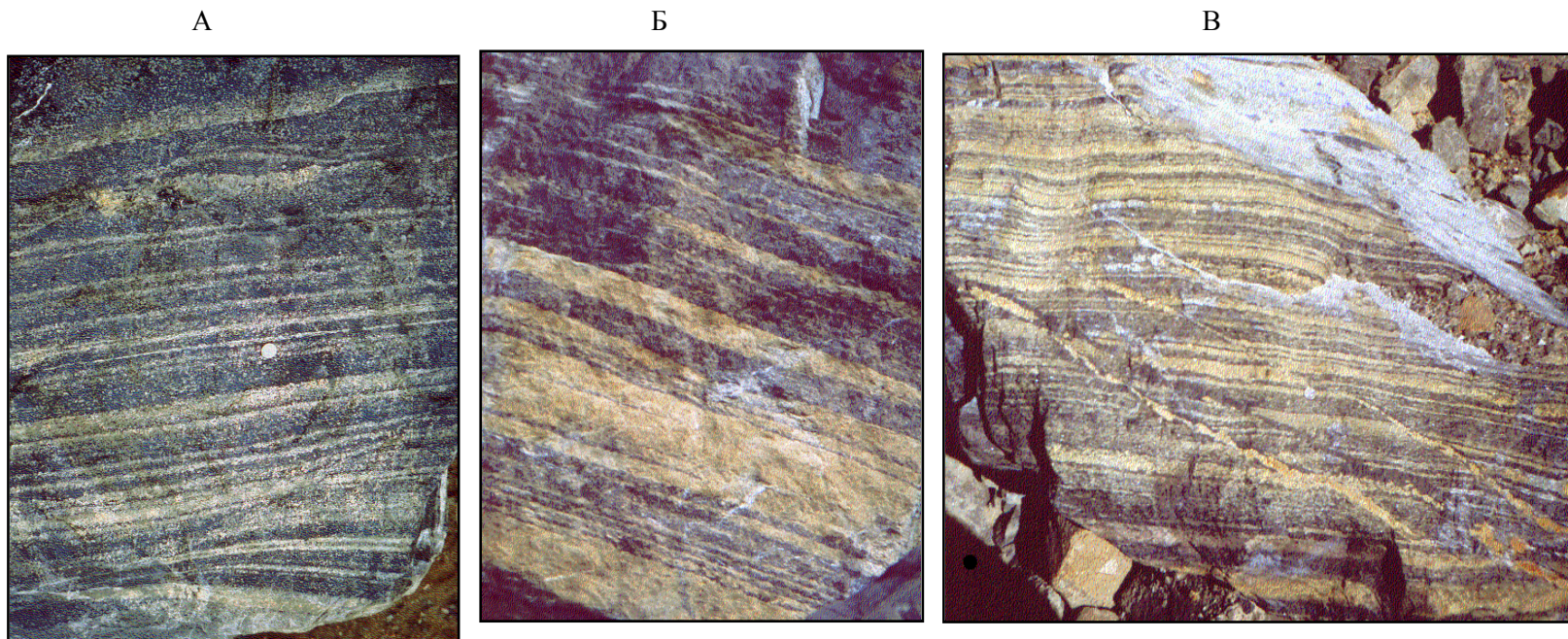
*Богатые руды* содержат более 60 об.% хромита, что соответствует расчетному содержанию  $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 30$  мас. %. Для них характерным является ритмично-полосчатая, полосчатая, пятнистая и массивная текстуры, среднезернистая структура (рис.14.9) и высокое качество хромита. В редких случаях наблюдается полосчато-линзовидная текстура (рис.14.10В), которая характеризуется внутренним полосчатым строением линз и косесекущим характером внешних ее контактов.

*Рядовые руды.* К ним отнесены оруденелые ультраосновные породы с содержанием хромита от 20 до 60 об.%, что соответствует вариациям содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  от 10 до 30 мас.%. При увеличении содержания хромита рассеянно-вкрапленные текстуры меняются на густовкрапленные и полосчатые при одновременном укрупнении агрегатов хромита. Хромит при увеличении содержания до 40 об.% образует непрерывный каркас ячеистого строения с образованием сидеронитовой структуры.

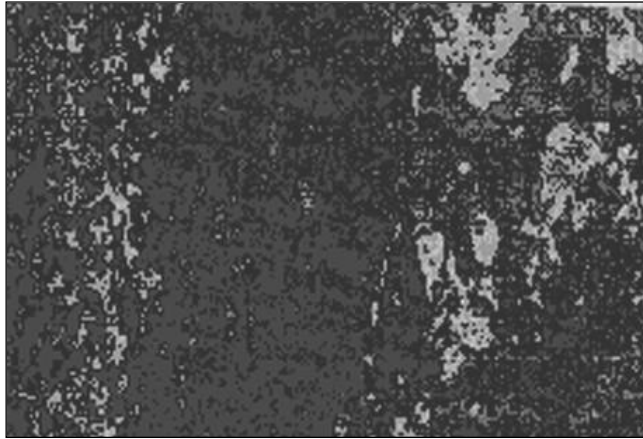
*Бедные руды.* Данный тип руд отличает низкое содержание хромита - менее 20 об.%, что составляет 10.6 мас.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , и рассеянный характер его распределения. Они перемежаются с рядовыми рудами или залегают на границе рудных пластов. В последнем случае контуры данного типа руд определяются технологическими требованиями к сырью и принимаемым бортовым содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Хромитсодержащими породами являются ультрабазиты - дуниты, гарцбургиты и плагиоклазсодержащие их разновидности.

На основе анализа рудных пересечений и при бортовом содержании  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  - 10 мас.% богатые руды составляют в среднем 33%, рядовые руды - 62-63%, убогие руды совместно с дайковыми породами - 4-5% от общего объема залежи.

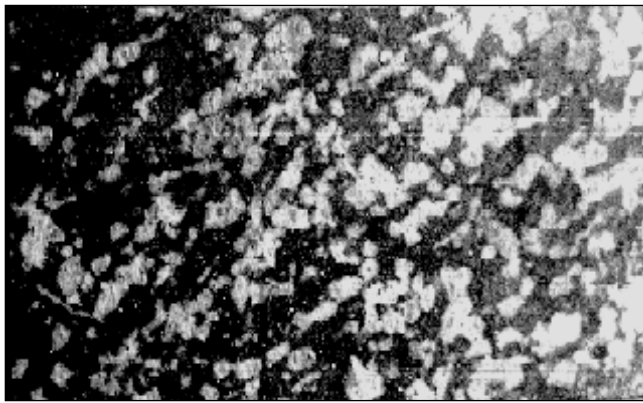
На основе анализа распределения типов руд установлен различный характер вертикальной зональности рудной залежи для разных ее частей. В западной части рудной залежи, где проявлена наибольшая контрастность, наблюдается два типа зональности. Первый из них можно назвать нормальным или симметричным, когда богатые руды располагаются по центру рудного пласта, а в его подошве и кровле залегают рядовые руды.



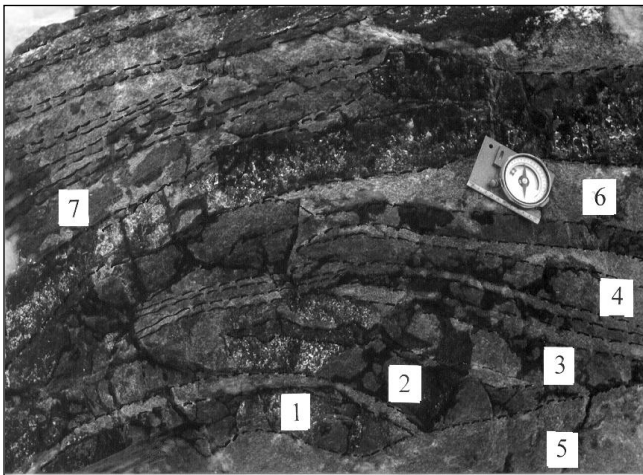
*Рис.14.9. Ритмично-полосчатые текстуры в хромитовых рудах с разным шагом ритмичности. Темные слои и линзочки обогащены хромитом, светлые - оливином. В нижней части фотографии А наблюдается нарушение ритмичности и выклинивание слоев хромита, осложненное микротрещиной. В центральной части фотографии В жилка, сложенная переотложенным хромитом и субпараллельные ей косесекущие микровзбросы. Фото негабаритных блоков, Сопчеозерский карьер. Диаметр монеты (А, В) составляет 2.2 см*



А



Б



В

Рис. 14.10. Полосчато-пятнистая (А), пятнистая (Б) и полосчато-линзовидная (В) текстуры хромитовых руд.  
А и Б - фото образцов, В - фото негабаритного блока, Сопчеозерский карьер (1-4 - прослойки сплошной руды, 5-7 - прослойки густовкрапленной руды)



Второй тип характеризуется асимметричным профилем - богатые руды располагаются в лежачем боку рудного пласта. В ряде случаев зональность нарушается из-за пересечения рудного пласта дайковыми габброидами, которые часто содержат рудные ксенолиты. Для восточной части более типичным является многослойный характер строения рудного пласта, обусловленный чередованием богатых и рядовых руд при преобладании зональности симметричного типа.

### *Химический состав хромитовых руд*

Главными компонентами в составе руд Сопчеозерского месторождения являются  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ , суммарное  $\text{FeO}$  и  $\text{SiO}_2$ , второстепенными -  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , примесными -  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{NiO}$ ,  $\text{CoO}$ ,  $\text{CuO}$ ,  $\text{V}_2\text{O}_5$ ,  $\text{ZnO}$ ,  $\text{S}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

Средневзвешенное содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в рядовых и богатых рудах составляет соответственно: 16.65 и 38.76 мас.% (табл.14.3) при постепенном характере изменения концентраций в пределах выделенных типов руд и рудной залежи в целом. Средневзвешенное содержание  $\text{MgO}$  в рядовых рудах равно (мас. %) 34.39, в богатых - 24.96, суммарного  $\text{FeO}$  - 22.31 и 18.29,  $\text{SiO}_2$  - 28.39 и 13.70 соответственно.

Статистическим анализом выявлены высокие значимые связи между главными компонентами  $\text{Cr}_2\text{O}_3:\text{SiO}_2$  ( $K = -0.93$ ),  $\text{Cr}_2\text{O}_3 : \text{MgO}$  ( $K = -0.85$ ), что подтверждает тесную связь между содержанием и соотношением хромита и оливина, и их составов. Вместе с тем, при анализе корреляционных диаграмм установлено, что наибольшие случайные отклонения наблюдаются для  $\text{MgO}$  и  $\text{SiO}_2$  в случае убогих руд, т.е. при содержаниях  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  менее 20 мас. %. Причиной этого является изменчивость состава убогих руд и вмещающих пород, а также не в полном соответствии состава силикатной части руд и вмещающих пород из-за вышеотмеченной зональности последних. Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  имеет положительную корреляцию с  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , что связано с вхождением его в хромит и низким содержанием плагиоклаза.

$\text{TiO}_2$ , при среднем содержании (мас. %) 0.18 в рядовых и 0.21 в богатых рудах, обнаруживает тесную связь с  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ( $K=0.6$ ), однако высокая дисперсия значений указывает на неравномерное распределение  $\text{TiO}_2$  в руде.  $\text{MnO}$  и  $\text{CaO}$  не коррелируются с  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Так среднее содержание  $\text{CaO}$  в рядовых рудах составляет 0.71, а в богатых - 0.56. В отдельных пробах отмечается аномально высокие содержания  $\text{CaO}$  (до 2.23) в богатых и (до 6.38) в рядовых рудах, что связано с загрязнением проб дайковыми габброидами.

Содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  в рудах является низким и колеблется в пределах 0.010-0.030 мас.%, содержание  $\text{S}$  в богатых рудах составляет 0.08-0.010, в рядовых - 0.006-0.14 мас.%. Микропримеси содержатся в следующих пределах:  $\text{CoO}$  от 0.014 до 0.070,  $\text{CuO}$  от 0.009 до 0.014%,  $\text{V}_2\text{O}_5$  от 0.053 до 0.078%,  $\text{ZnO}$  от 0.023 до 0.025 мас. %.

В связи с обнаруженной зональностью состава вмещающих ультрабазитов было проанализировано изменение содержания главных и второстепенных компонентов в различных типах руд из разных участков месторождения - северо-западного, центрального и юго-восточного (табл.14.4). На основе анализа данных установлено, что содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$  четко коррелируется с составом пород и соотношением в них хромита, оливина, ортопироксена и плагиоклаза, изменение же содержания  $\text{MgO}$  носит более сложный характер,

обусловленных, как это показано ниже, преимущественно изменением состава как хромита, так и оливина, а также различным соотношением оливина и ортопироксена.

Таблица 14.3

Химический состав руд Сопчеозерского месторождения, мас. %.

	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe'	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	CaO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	TiO <sub>2</sub>
Богатая											
п	140	74	87	35	111	107	81	105	31	28	26
Макс.	52.87	16.50	16.0	15.53	26.00	2.23	11.68	30.58	0.02	0.17	0.32
Мин.	30.11	7.80	7.72	11.62	7.00	0.10	5.89	18.00	0.01	0.09	0.16
Ср.	38.76	10.09	10.09	13.73	13.70	0.56	8.96	24.96	0.01	0.13	0.21
Рядовая											
п	205	119	102	35	166	162	122	160	43	35	30
Макс.	29.72	13.00	28.40	15.76	39.00	6.38	17.88	43.40	0.01	0.18	0.29
Мин.	10.02	6.37	5.66	8.94	13.00	0.10	2.06	11.00	0.00	0.07	0.12
Ср.	16.65	8.52	8.90	10.55	28.39	0.71	5.07	34.39	0.01	0.126	0.18
Бедная											
Макс.	9.47		10.19		42.05	1.26	3.51	43.64	0.015	0.13	0.18
Мин.	5.91		6.51		20.00	0.52	1.88	34.12	0.01	0.10	0.08

ПРИМЕЧАНИЕ. Выборка по 37 скважинам; п - количество анализов, Макс. - максимальное, Мин. - минимальное и Ср. - средневзвешанное содержание. Содержание S: богатые руды - 0.078, рядовые руды - 0.085, бедные руды - 0.1.

Таблица 14.4

Средневзвешанный химический состав руд Сопчеозерского месторождения из различных его участков, мас. %.

Тип руды		Длина проб, м	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe'	FeO	SiO <sub>2</sub>	CaO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO
Богатая	1	81.1	37.68	10.51	9.96	13.88	0.90	9.13	24.96
	2	39.15	40.09	9.72	10.52	12.84	0.54	9.04	21.46
	3	56.95	39.76	9.71	10.09	14.20	0.27	8.58	24.57
Рядовая	1	90.2	16.12	9.06	9.20	26.72	1.13	5.24	31.87
	2	72.1	16.76	8.33	8.70	29.59	0.70	4.26	34.29
	3	91.15	17.30	8.07	8.45	29.01	0.40	4.65	37.27
Бедная	1	37.0	7.38	8.62	8.72	32.76	0.95	2.74	39.07
	2	16.95	7.51	7.16	9.08	35.91	0.89	2.74	38.74
	3	65.95	7.29	7.63	7.53	35.91	0.42	2.07	43.30

ПРИМЕЧАНИЕ. 1 - северо-западный участок (плагидуниты, плагио-гарцбургиты), западнее профиля 55.8; 2 - центральный (пироксеновые дуниты, гарцбургиты), между профилями 55.8-53.8; 3 - юго-восточный (дуниты), восточнее профиля 53.8.

В таблице 14.5 приведены сравнительные данные по химическому составу различных руд изучаемого месторождения и известных месторождений Урала, расположенных в пределах Кемпирсайского и Рай-Изского массивов. На основе анализа таблицы можно сделать вывод, что богатые руды Сопчеозерского месторождения являются наиболее близкими по содержанию главных компонентов к средневкрапленным рудам Кемпирсайского и Центрального (Рай-Из) месторождений, отличаясь от сплошных или густовкрапленных руд этих же месторождений существенно меньшим содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

#### 14.4. Минералогия оруденения

В составе руд Сопчеозерского месторождения хромита установлено более 40 минеральных фаз, главным из которых является хромит. Породообразующие минералы представлены оливином, ортопироксеном, клинопироксеном, плагиоклазом, вторичные - серпентином, хлоритом, актинолитом, тальком, клиноцоизитом и карбонатами. Помимо хромита, обнаружен магнетит, титаномагнетит и ильменит. Постоянно в небольших количествах встречается пентландит, хизлевудит и самородная медь. Редкими фазами являются пирротин, халькопирит, маккинавит, виоларит, борнит, халькозин, миллерит, пирит, кубанит, сфалерит, полидимит, лаурит и самородное золото. Помимо этого, встречаются кварц, микроклин, биотит, мусковит, титанит, рутил, гранат и апатит, большая часть которых связана с дайковыми породами.

По данным изучения шлифов установлены следующие пределы колебания содержания минеральных фаз в разных типах руд (об.%):

*Богатые руды:* 0-29 (среднее 16) оливина, 60-98 (среднее 83) хромита, 0-5 (среднее <1) ортопироксена, 0-30 вторичных минералов (серпентин, хлорит, тальк, амфибол), менее 1 плагиоклаза.

*Рядовые руды:* 40-78 (среднее 58) оливина, 20-60 (среднее 29) хромита, 0-27 (среднее 5) орто- и клинопироксена, 0-15 (среднее 8) вторичных минералов (серпентин, хлорит, тальк, амфибол), менее 1 плагиоклаза.

*Бедные руды:* 0-92 (среднее 66) оливина, 5-20 (среднее 10) хромита, 0-25 (среднее 3) орто- и клинопироксена, 1-90 (среднее 21) вторичных минералов (серпентин, хлорит, тальк, амфибол), менее 1 плагиоклаза.

*Средний минеральный состав руд* (в об.%) по месторождению, рассчитанный на основании среднего состава рудного тела при бортовом содержании  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  10% составляет: оливин - 41, хромит - 50, пироксены - 6, серпентин - 3, хлорит, тальк и амфибол, плагиоклаз - 1.

Ниже приведено описание морфологии и состава главных и наиболее распространенных минералов.

#### ***Хромит***

Хромит характеризуется относительно большим разнообразием морфологии зерен, их генераций и состава. По типу пород или руд, в которых он развивается и условий образования, можно выделить акцессорный хромит, хромиты рудных пластов и поздний, вторичный хромит, связанный с тектоническими зонами.

Таблица 14.5

Сравнение химического состава руд Сопчеозерского месторождения и месторождений хромита Полярного Урала (Рай-Из) и Казахстана (Кемпирсай)

Компо- ненты	Сопчеозерское			Центральное (Рай-Из)*				Кемпирсайское**		
	бедная руда	рядовая руда	богатая руда	сплошная	густо- вкрап- ленная	средне- вкраплен- ная	редко- вкрап- ленная	густо- вкрап- ленная	средне- вкраплен- ная	редко- вкрап- ленная
SiO <sub>2</sub>	33.35	25.84	13.63	4.32	9.10	14.99	23.52	6.34	14.72	18.44
TiO <sub>2</sub>	0.27	0.33	0.41					-	-	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.74	5.06	8.34	9.42	9.13	7.40	5.56	8.05	5.06	8.30
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.87	20.25	37.76	52.26	43.01	32.81	16.59	51.86	41.20	40.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.68	1.09	2.92	6.45	5.12	3.84	3.74	1.39	4.55	6.77
FeO	8.63	9.80	9.92	8.96	8.39	8.41	7.70	10.36	7.72	7.69
MnO	0.143	0.150	0.144					-	-	0.08
MgO	39.45	33.34	24.04	17.41	22.48	27.28	35.64	18.59	19.04	13.07
CaO	0.85	0.59	0.41	0.42	0.31	0.30	0.34	сл	2.35	0.52
Na <sub>2</sub> O	0.134	0.075	0.062							
K <sub>2</sub> O	0.025	0.036	0.027							
H <sub>2</sub> O'	5.51	3.09	1.97	0.76	2.46	4.97	6.91	2.43	5.38	4.39
NiO	0.39	0.36	0.30					0.083	-	0.12
CoO	0.066	0.070	0.073					-	-	0.16
CuO	0.014	0.011	0.011							
S	0.008	0.010	0.006					-	0.008	0.01
CO <sub>2</sub>	-	-	-							
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.053	0.067	0.078							
ZnO	0.023	0.023	0.025							
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.030	0.021	0.015					0.011	0.010	0.028
Сумма	100.21	100.22	100.14							
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : FeO	0.9	2.1	3.80	3.54	3.30	2.76	1.50	4.4	3.3	2.8

ПРИМЕЧАНИЕ.\* (Паничев, 1998), \*\* (Курочкин, 1988).

*Акцессорный хромит* постоянно присутствует во вмещающих ультраосновных породах в количестве первых процентов. Он наблюдается в виде мелких (0.1-0.01 мм) оптически гомогенных включений в оливине или ортопироксене округлой, возможно в результате резорбции, формы. Характерным для него является (относительно рудного хромита) высокое содержание  $Al_2O_3$ , повышенное - FeO,  $TiO_2$  и ZnO, пониженное - MgO и  $Cr_2O_3$  (табл.14.6). При вторичных изменениях образуется внешняя, более светлая зона.

Таблица 14.6

Среднее содержание компонентов в акцессорных хромитах вмещающих пород и рудных хромитах рудной залежи Сопчеозерского месторождения, в мас. %.

Окислы	I	II	III	III-1	III-2	III-3	IV	V
$TiO_2$	0.74	0.45	0.25	0.23	0.24	0.26	0.31	0.55
S	0.18	0.02	0.07	0.03	0.04	0.10	0.04	0.02
$Cr_2O_3$	42.21	50.10	55.39	55.92	56.07	54.87	55.01	51.94
S	2.24	0.51	1.34	0.69	0.85	1.75	0.16	0.08
$Al_2O_3$	16.69	13.64	11.66	11.49	10.91	12.20	12.27	7.26
S	1.48	0.14	1.03	0.18	0.96	0.97	0.12	0.10
FeO	31.31	21.61	16.04	18.95	16.14	15.74	20.41	25.84
S	1.62	0.84	2.10	2.49	2.64	1.52	0.05	0.03
MnO	0.72	0.71	0.50	0.62	0.50	0.50	0.98	0.02
S	0.15	0.06	0.09	0.02	0.07	0.10	0.05	0.00
MgO	5.89	10.50	14.10	10.94	14.20	14.29	8.91	12.77
S	1.00	0.22	1.74	1.52	1.89	1.48	0.04	0.02
CaO	0.02	0.10	0.07			0.07	0.05	
S	0.00	0.03	0.02			0.02	0.00	
ZnO	0.41	0.16	0.13		0.07	0.14	0.22	0.10
S	0.22	0.04	0.08		0.03	0.10	0.01	0.01
NiO	0.19	0.27	0.15	0.16	0.15	0.15	0.15	0.13
S	0.06	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.01
n	8	2	66	3	26	37	2	2

ПРИМЕЧАНИЕ. I - акцессорный хромит из перекрывающих и подстилающих ультрабазитов; II - ранняя генерация в виде включений в оливине; III - рудный хромит, в том числе: III-1 - из редковкрапленных, III-2 - густовкрапленных и III-3 - сидеронитовых, сплошных руд; IV - поздняя генерация из интерстиций; V - хромиты из нодулярных хромититов горы Кумужья; S - среднеквадратичное отклонение; n - количество анализов. Расчет произведен на основе анализов, выполненных в Геологическом институте КНЦ РАН.

При разделении хромитов на разновидности использовались авторская классификация (Смолькин, 1979) - рис.14.11, а также классификации Н.В.Павлова и др. (1979) и Т.Ирвайна (Irvine, 1965,1967). По своему минеральному составу акцессорный хромит отвечает алюмомагнохромиту при постоянном преобладании  $Al_2O_3$  над MgO (рис.14.12А). Постоянной примесью является  $TiO_2$ , который, по-видимому, входит в структуру минерала.

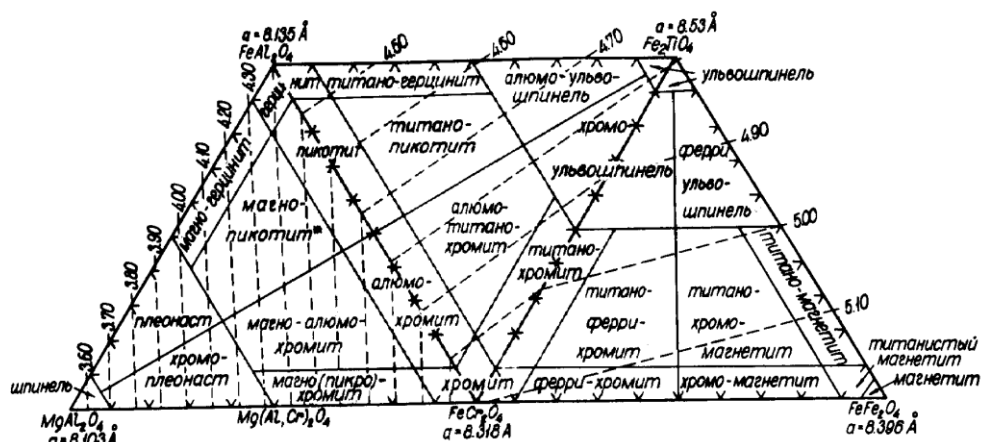


Рис.14.11. Классификационная минеральная диаграмма для минералов группы шпинели (Смолякин, 1979).

Акцессорные хромиты из надрудных и подрудных ультрабазитов близки по составу. Таким образом, акцессорный хромит, как дооливиновая фаза, является наиболее высокоглиноземистым, что характерно для многих месторождений хромита, залегающих в ультрабазитах Урала (Павлов, Григорьева, 1979). При вторичных изменениях в акцессорном хромите увеличивается содержание FeO, но уменьшается Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO, что приводит к переходу его в феррихромит.

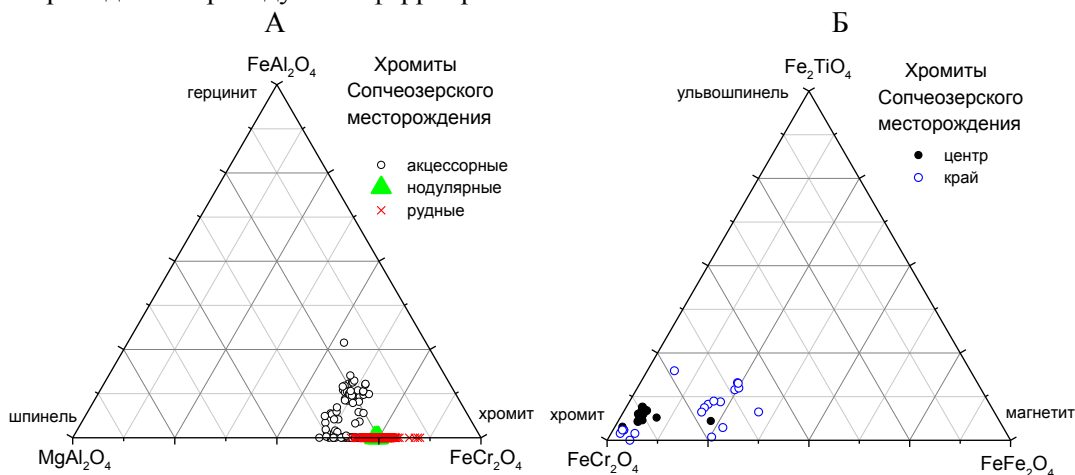


Рис.14.12. Состав акцессорных и рудных хромитов (А) Сопчезерского месторождения; для акцессорных хромитов дополнительно приведены данные отдельно для центра и края зерен (Б), зональность которых обусловлена процессами метаморфизма (скв. 1583, 1585).

Хромиты рудных пластов более разнообразны по размерности, форме выделения, составу и свойствам. Основная масса хромита рудных пластов имеет размеры зерен преимущественно в пределах 0.05-1.2 мм. Наиболее

мелкозернистыми являются руды, залегающие в плагиоперидотитах и плагиодунитах северо-западной части месторождения, а наиболее крупнозернистыми - в дунитах юго-восточной части. В последних размер хромита может достигать 2.6 мм.

Судя по порядку кристаллизации, морфологии и составу, выделяются следующие генерации: ранняя, более поздняя, преобладающая и слагающая основную рудную массу (собственно рудный хромит), и поздняя, приуроченная к интерстициям между оливном и ортопироксеном.

*Ранняя генерация* (хромит-1) является, как и аксессуарный хромит во вмещающих ультрабазитах, дооливиновой фазой, так как наблюдается в виде мелких (0.005-0.05 мм) включений в оливине или реже ортопироксене. Она наиболее развита в тех рудах, в которых содержится оливин, и, по существу, является неизвлекаемой фазой в применяемом технологическом процессе обогащения руд. Количество ранней генерации трудно подсчитать, но оно не превышает первый процент. Включения большей частью имеют округленную форму, распределены хаотично или реже ориентированы в виде цепочки (рис.14.13). Они очень часто ассоциируют с нерудной фазой, вместе с которой заключены в вакуолеподобные образования. При серпентинизации ранняя генерация часто сохраняется в реликтах оливина.

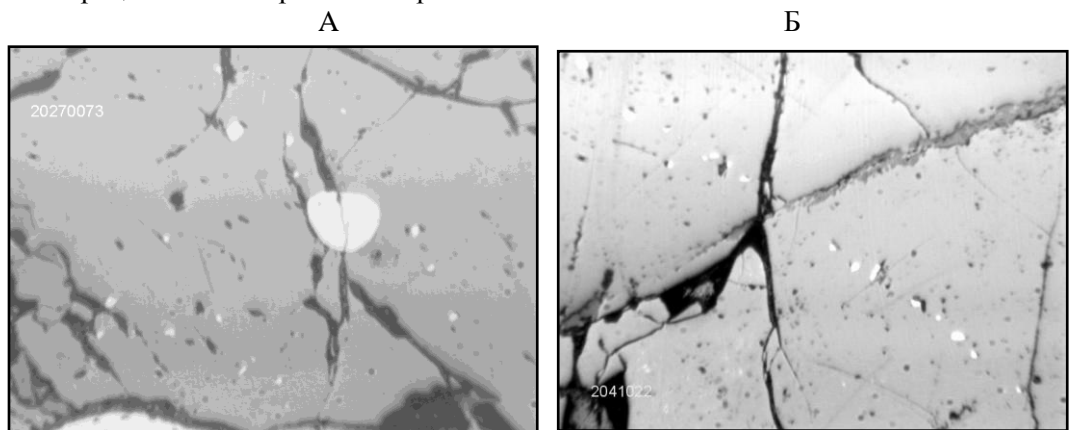
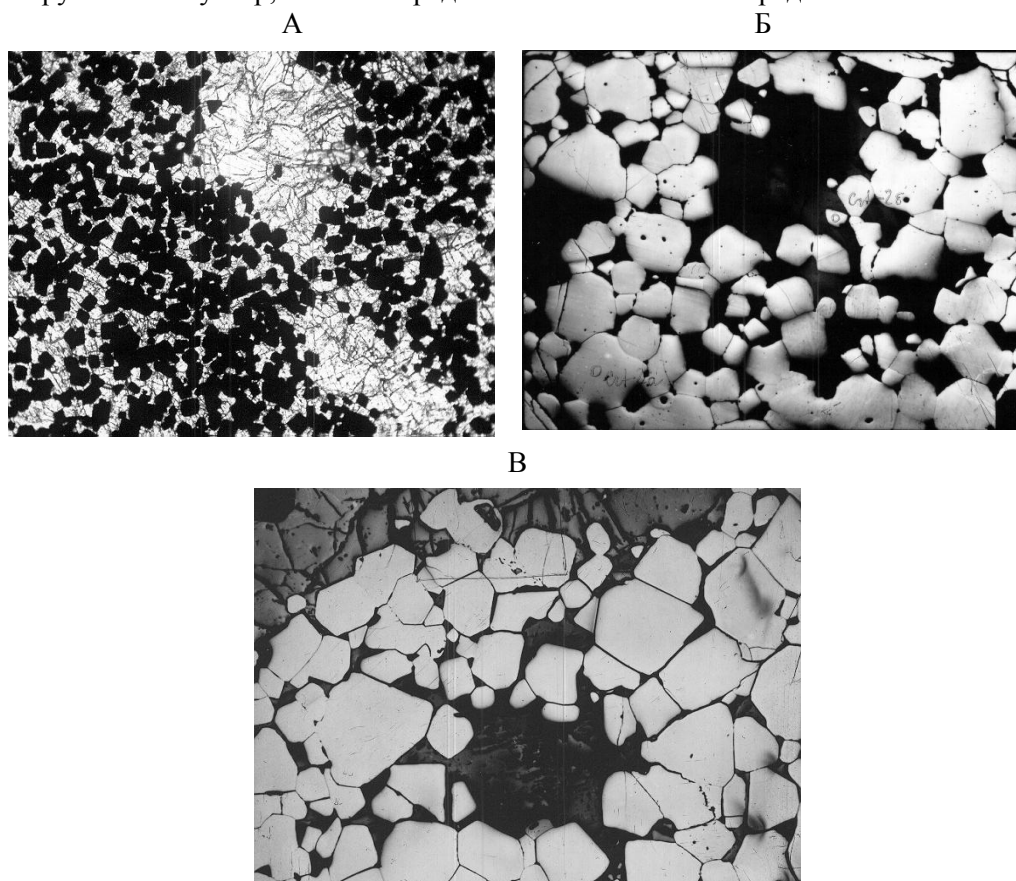


Рис.14.13. Включения ранней генерации хромита (светлый) в оливине (темно-серый), расположенные хаотично (А) или в виде цепочек (Б). Обр. 2027 (А), 2041 (Б). Ув. 400.

В ранней генерации по отношению к аксессуарному хромиту снижается содержание  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $TiO_2$  и  $ZnO$ , но повышается -  $MgO$  и  $Cr_2O_3$  при преобладании  $Al_2O_3$  над  $MgO$  (табл.14.5). По составу она является как бы промежуточной фазой между аксессуарным и рудным хромитом. В ранней генерации выявлено повышенное содержание  $Ni$ , что свидетельствует о низком потенциале серы во время его кристаллизации.

*Рудный хромит* (хромит-2) является главной генерацией. Он формирует вкрапленность, слои, гнездовые обособления и реже инъекционные жилообразные образования. Размеры его зерен варьируют в широких пределах - от 0.05 до 2.6 мм, даже в одном образце. Текстура рудной массы меняется от вкрапленной, густовкрапленной до сидеронитовой и однородной или массивной

(рис.14.14, 14.15). В последнем случае наблюдаются как аллотриоморфно-, так и панидиоморфнозернистые структуры. Панидиоморфнозернистая структура обусловлена срастанием относительно крупных, однородных зерен октаэдрической (в плоскости шлифа или аншлифа шестиугольной) формы, образующих плотнейшую упаковку без включений силикатов. Аналогичная структура является типичной для имеющихся в распоряжении авторов рудных образцов из интрузии Стиллуотер, любезно предоставленных А.Н.Виноградовым.



*Рис.14.14. Структуры густовкрапленных и сидеронитовых богатых руд северо-западной части месторождения.*

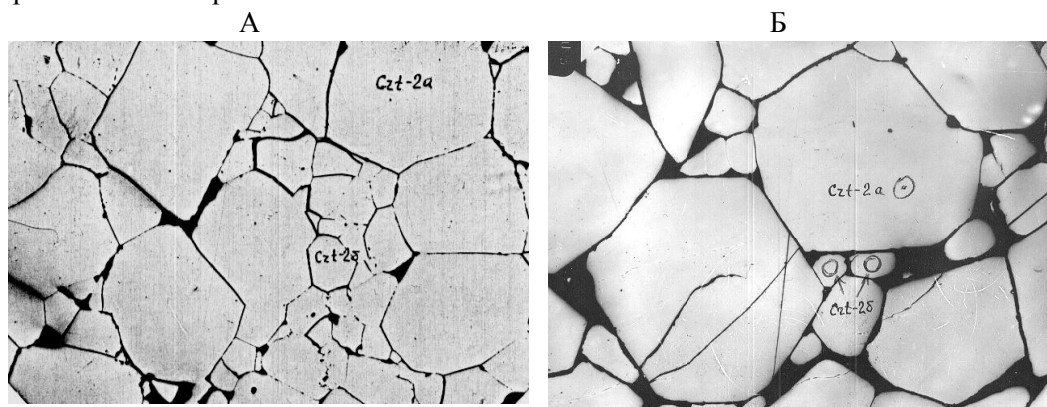
*Часть рудного хромита включена в кристалл ортопироксена.  
А - полир. шлиф, ув. 10; Б, В - анишлиф, ул. 40*

Кристаллизация рудного хромита, судя по взаимоотношению рудных и нерудных фаз, началась совместно с оливином, однако основная его масса выделилась несколько позднее оливиновой, но до начала кристаллизации ортопироксеновой и плагиоклазовой фаз.

Об этом свидетельствуют включения оливина в рудном хромите (рис.14.16А), и взаимные, иногда футлярообразные прорастания оливина и рудного хромита (рис.14.16Б), сочетания как одинаковой степени идиоформизма оливина и рудного хромита, так и относительный ксеноморфизм рудного хромита по отношению к оливину, а также широкое развитие пойкилитовых

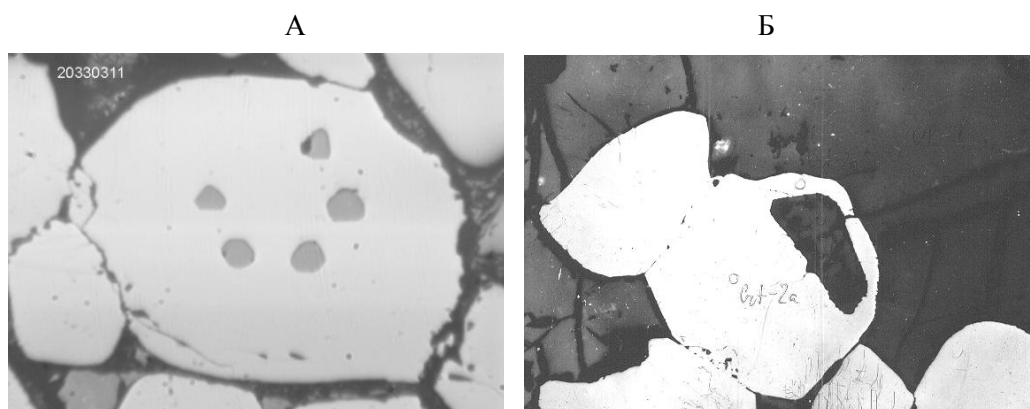


включений рудного хромита октаэдрического габитуса в ортопироксене. Судя по результатам микронзондового анализа пар рудный хромит - оливин, приведенным при характеристике оливина, они представляют собою равновесный парагенезис.



*Рис.14.15. Панидиоморфно- и аллотриоморфнозернистая структуры в богатых рудах месторождения.*

*Фото анилифов. А - обр. С-1584/38, ув. 50; Б - обр. С-1583/25, ув. 100*



*Рис.14.16. Микровключения оливина (темно-серый) в хромите (серый) (А) и взаимные, футлярообразные прорастания хромита (светлый) и оливина (темный) (Б).*

*Фото шлифов (А - С-2033, Б - С-2060). Ув. 200.*

По данным рентгеноструктурного анализа, выполненного А.Н.Богдановой, рудный хромит из образца ХР-17 диагностируется как переходная разновидность между хромитом и магноалюмохромитом ( $a = 8.300$ ).

В таблице 14.6 приведены средние составы рудного хромита, а также отдельно по рудам в зависимости от их текстурно-структурных особенностей. Судя по приведенным данным, рудный хромит имеет наиболее высокое содержание  $Cr_2O_3$  и  $MgO$ , что сопровождается снижением содержаний  $Al_2O_3$  и  $FeO$ , а также  $TiO_2$  и  $ZnO$ . Типичным для него является одновременно повышенные и близкие содержания  $MgO$  и  $Al_2O_3$  при постоянном преобладании

MgO, что отличает его от ранней генерации или акцессорного хромита. Эти данные хорошо согласуются с результатами изучения месторождений Урала, согласно которым рудный хромит всегда характеризуется повышенной магнезиальностью, а в ряде случаев (для дунит-гарцбургитовой формации) и повышенной хромистостью (Царицын, 1979).

Один из авторов - Ю.Н.Нерадовский дополнительно выделяет как самостоятельный морфотип хромит-3, который наблюдается в виде микровключений в ортопироксене, часто ассоциирует с ильменитом, и может быть продуктом распада твердого раствора.

В таблице 14.6 приведен состав хромита из нодулярных хромититов, пространственно приуроченных к зоне переслаивания ортопироксенитов и гарцбургитов на восточном склоне горы Кумужья. От хромита месторождения, включая рудную генерацию, его отличает пониженное содержание  $Al_2O_3$ , но повышенное -  $TiO_2$  при высоком содержании  $Cr_2O_3$  (52%).

*Поздняя генерация хромита* выделилась в виде четко ксеноморфных зерен или их агрегатов, располагающихся в интерстициях между ортопироксеном или оливином. По содержанию  $Cr_2O_3$  они близки к рудному хромиту, отличаясь от него повышенным содержанием  $Al_2O_3$  и FeO, но пониженным - MgO (табл.14.5). По химическому составу поздняя генерация приближается к ранней. Это может быть связано с низким потенциалом фугитивности кислорода в течение всего процесса кристаллизации рудного расплава. Доказательством этого является также отсутствие позднемагматического замещения хромита магнетитом.

*Вторичный хромит* (хромит-4) связан с наложенными, локально развитыми динамометаморфическими процессами, приуроченными к зонам тектонических нарушений. Он постоянно ассоциирует с серпентином и хлоритом, часто наблюдается в виде мелкой вкрапленности на контакте их с оливином.

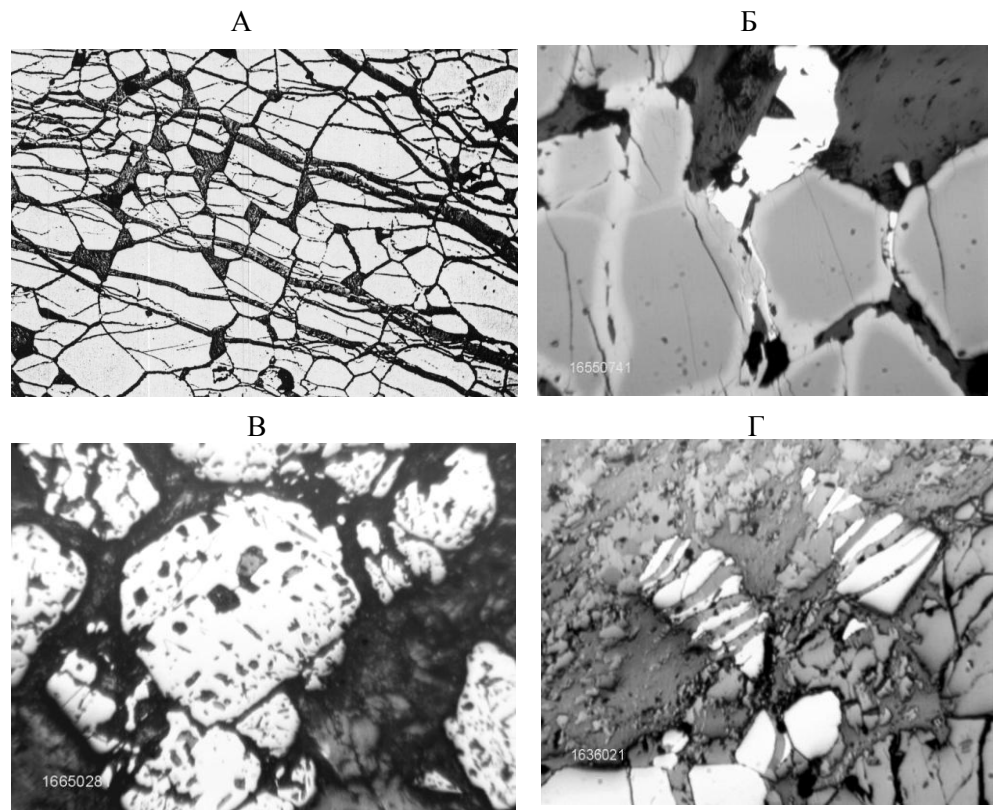
В зонах трещиноватости происходит катакластическое дробление первичного рудного хромита с образованием субпараллельных микротрещинок или замещение его по краям вторичным магнетитом с образованием промежуточных зон феррохромитового состава (рис.14.17А,Б,В). В ряде случаев отмечается выщелачивание первичного хромита с формированием пор и полостей, выполненных силикатным или карбонатным материалом (рис.9.20Г), и новообразование ильменита.

*Ниже рассмотрен характер изменения состава хромита в зависимости от типа руд, положения в рудных пластах и латеральной зональности всей рудной залежи.*

В таблице 14.7 приведены средние содержания компонентов и пределы их колебаний в хромитах из ранее выделенных типов руд, которые рассчитаны Ю.Н.Нерадовским на основе всей совокупности анализов (191) по состоянию на май 2000 г.

Судя по средним составам хромита, при переходе от бедных руд к богатым, в нем увеличивается среднее содержание  $Cr_2O_3$  и MgO, но понижается -  $Al_2O_3$ , FeO и  $TiO_2$  при увеличении коэффициента  $Cr_2O_3 / FeO$  от 2 до 3.4 и изменении соотношения  $Al_2O_3$  к MgO.

Таким образом, богатые руды характеризуются наиболее хромистым и наименее железистым хромитом. Сравнительный анализ таблиц 14.6 и 14.7 позволяет предположить, что при переходе от убогих руд к богатым увеличивается также роль рудного хромита относительно ранней и поздней его генераций.



*Рис.14.17. Постмагматическое метаморфическое изменение рудного хромита вблизи зон тектонических нарушений. А - субпараллельная трещиноватость в богатой руде; Б - замещение хромита магнетитом с образованием кайм; В - выщелачивание хромита и замещение пор силикатами; Г - выполнение микротрещин в хромите карбонатом. Ув. 15 (А), 60 (Б, В, Г)*

Результаты микронзондовых анализов рудных хромитов из разных типов руд отражены на классификационных диаграммах Н.Павлова и Т.Ирвайна (рис.14.18, 14.19). Все точки анализов попадают в поле высокохромистых образований со средними значениями коэффициента  $Mg/Fe^{2+}+Mg$  и характеризуются небольшим трендом дифференциации, подтверждающим относительную стабильность процессов кристаллизации расплава. Учитывая наиболее четко проявленный тренд Cr-Fe, был построен график для всей совокупности рудных хромитов в зависимости от типа руд и аксессуарных хромитов Дунитового блока и всего Мончеплутона, включая обе его камеры - северо-восточную (НКТ) и восточную (Сопча, Нюд-Поаз) (рис.14.20).

Рудные хромиты на графиках четко обособляются от аксессуарного типа и располагаются в поле максимально хромистых образований. Это однозначно свидетельствует, что рудные хромиты не могут быть образованы путем гравитационного осаждения и накопления ранней генерации или аксессуарного хромита. Они могли выделиться только из рудного расплава в результате специфических условий, главным из которых является многократная концентрация хрома и железа в расплаве. Данное условие может быть обеспечено массовой кристаллизацией высокомагнезиального оливина.

Таблица 14.7

Химический состав хромита в разных типах руд  
Сопчеозерского месторождения, мас. %

Компоненты	Богатая руда	Рядовая руда	Бедная руда
SiO <sub>2</sub>	<u>0.00-0.46</u> 0.11	<u>0.00-0.43</u> 0.13	<u>0.00-0.73</u> 0.18
TiO <sub>2</sub>	<u>0.09-0.55</u> 0.22	<u>0.19-0.52</u> 0.30	<u>0.11-1.15</u> 0.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>6.99-16.33</u> 11.64	<u>10.99-16.31</u> 12.93	<u>0.34-17.73</u> 13.60
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>51.68-58.59</u> 54.62	<u>47.09-58.65</u> 52.14	<u>43.17-57.61</u> 50.01
FeO	<u>12.76-22.73</u> 16.18	<u>17.06-27.63</u> 21.42	<u>17.65-48.59</u> 24.68
MnO	<u>0.13-0.76</u> 0.33	<u>0.19-0.64</u> 0.32	<u>0.00-0.73</u> 0.38
MgO	<u>10.23-16.98</u> 14.22	<u>8.25-13.88</u> 10.93	<u>3.30-12.67</u> 9.46
CaO	<u>0.00-0.08</u> 0.01	<u>0.00-0.33</u> 0.01	<u>0.00-0.04</u> 0.01
NiO	<u>0.00-0.23</u> 0.13	<u>0.06-0.20</u> 0.11	<u>0.00-0.24</u> 0.09
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<u>0.00-0.15</u> 0.07	<u>0.06-0.81</u> 0.11	<u>0.02-0.28</u> 0.09
ZnO	<u>0.00-0.07</u> 0.01	<u>0.00-0.13</u> 0.05	<u>0.00-0.40</u> 0.11
Сумма	97.54	98.45	99.04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	3.4	2.4	2.0
n	97	48	46

ПРИМЕЧАНИЕ. n - число анализов. По данным В.Ф.Смолькина и Ю.Н.Нерадовского (ГИ КНЦ), А.Н.Кулакова (ГоИ КНЦ) и АО Гипроникель.

Для изучения вопроса связи между латеральной зональностью рудной залежи и составом хромита построены барицентрические диаграммы пар Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MnO, NiO, ZnO и V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, наиболее информативными из которых являются Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - FeO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - MgO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, (рис. 14.21А, Б, В).

На основе анализа приведенных диаграмм выявляется следующая закономерность - хромиты рудных пластов, залегающих в юго-восточной части месторождения характеризуются большим и относительно стабильным содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, существенным диапазоном изменения FeO и MgO при относительной стабильности Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Корреляция между Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO в них отсутствует. Главной причиной этого является перераспределение FeO и MgO между хромитом и оливином.

Для рудных хромитов северо-западного участка, расположенного в голове рудной залежи, устанавливаются иные закономерности: прямая корреляция между Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, и обратная - между Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO при существенном диапазоне изменения концентраций Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Изменение трендов пространственно приурочено к центральной части месторождения (профили 4-3.5), где вместо пироксеновых дунитов и гарцбургитов залегают плагиодуниты и плагиогарцбургиты.

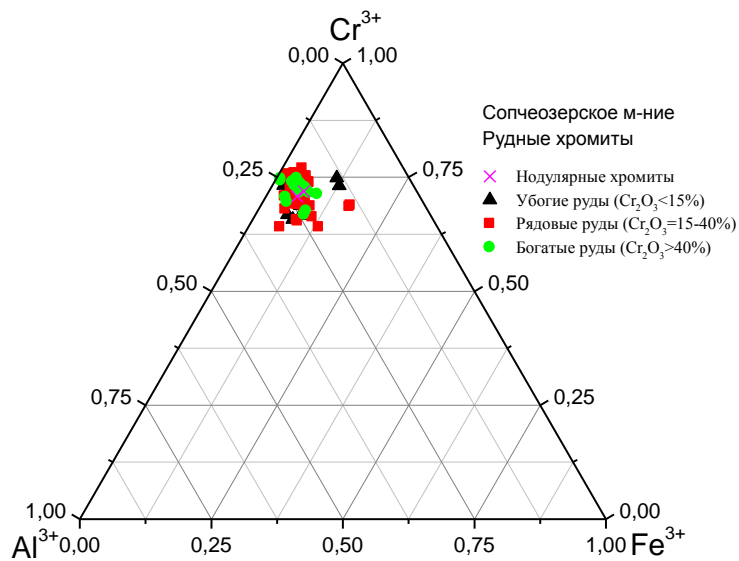


Рис.14.18. Составы рудных хромитов из рудной залежи Сопчеозерского месторождения на тройной классификационной диаграмме Н.В.Павлова (1979). Для сравнения приведен состав хромита из нодулярных хромитов горы Кумужья, залегающих в пределах расслоенной серии гарцбургит-ортопироксенит

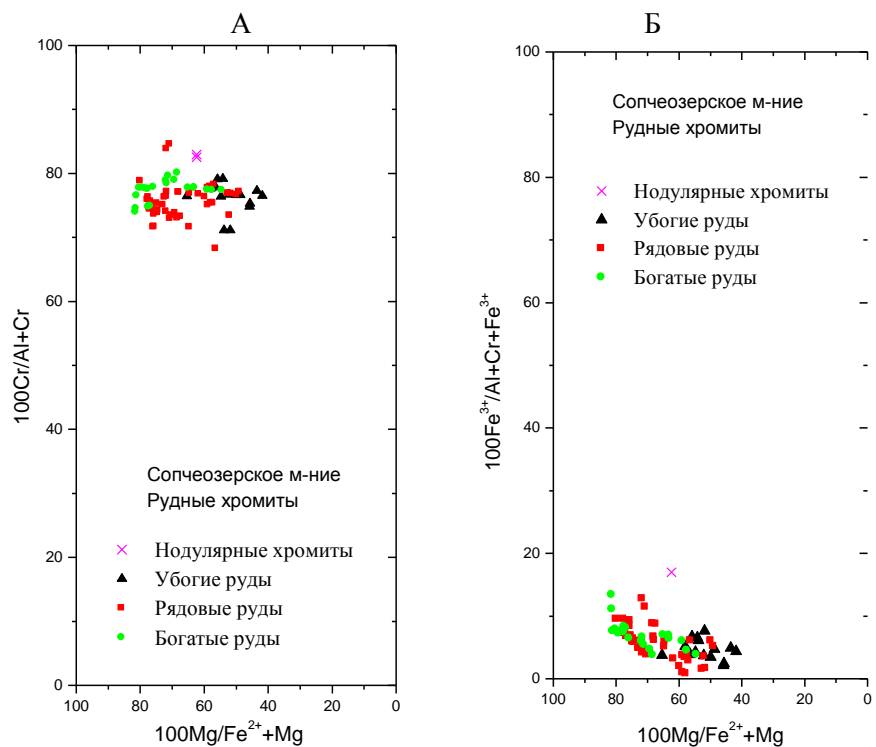


Рис.14.19. Положение составов рудных хромитов рудной залежи Сопчеозерского месторождения на диаграмме-призме Т.Ирвайна

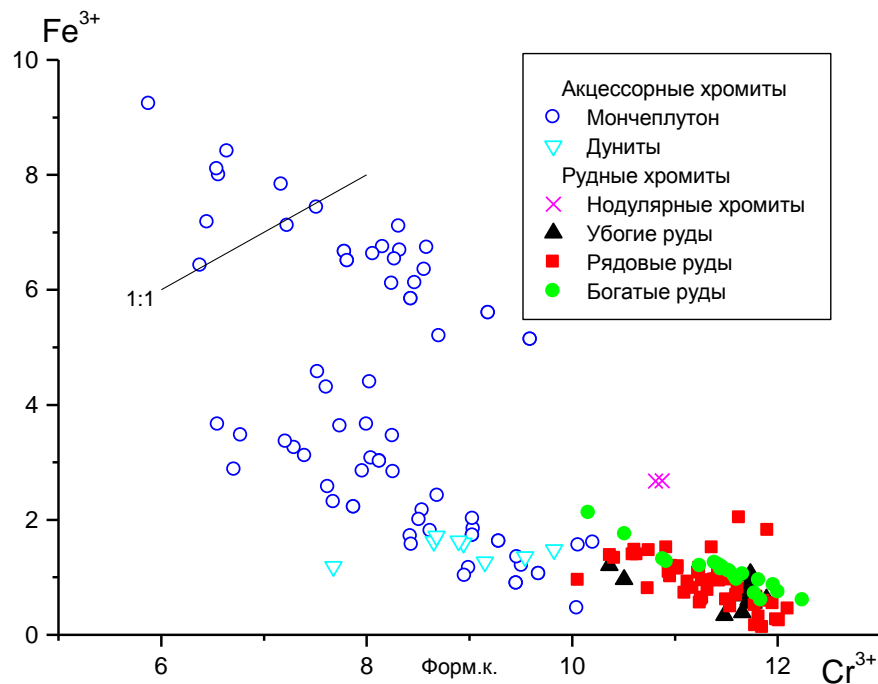


Рис.14.20. Сравнение составов акцессорного хромита из пород Мончеплутона (НКТ, Сопча, Нюд-Поаз, Дунитовый блок) и рудного хромита Сопчезерского месторождения. Помимо авторских анализов, использованы опубликованные данные по акцессорным хромитам из работ (Докучаева, Полежаева, 1990; Дистлер и др., 1988)

Таким образом, с увеличением содержания ортопироксена и плагиоклаза во вмещающих ультрабазитах, коренным образом меняется соотношение главных компонентов в хромите, так как они перераспределяются уже между большим числом фаз - хромитом, оливином, ортопироксеном и, частично, плагиоклазом. Одновременно снижается и температура кристаллизации расплава.

Изначально предполагалось, что состав рудного хромита может меняться по разрезу конкретного рудного пласта. Для подтверждения этого тезиса был изучен состав хромитовых фаз по разрезу рудных интервалов скв. 1520, 1527, 1585, 1584, 1685, 1612 и 1616, секущих различные участки рудной залежи. Наиболее полные результаты получены для трех первых скважин (рис.14.22). Содержание Cr в кристаллохимической формуле в рудных хромитах и отношение в них Cr/Cr+Al меняется в достаточно узких пределах. Более существенно меняется отношение Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>, изменение которого носит зональный характер - в кровле и подошве рудные хромиты имеют существенно меньшее значение этого отношения, чем в основной части пласта.

Для скв. 1585 было установлено, что на границе рудного пласта, в подстилающих и перекрывающих породах акцессорный хромит замещается по краям феррохромитом с выносом Cr, Mg и Al, что нарушает вышеотмеченную зональность (рис.14.23). В значительно меньшей степени замещение проявлено в рудном хромите.

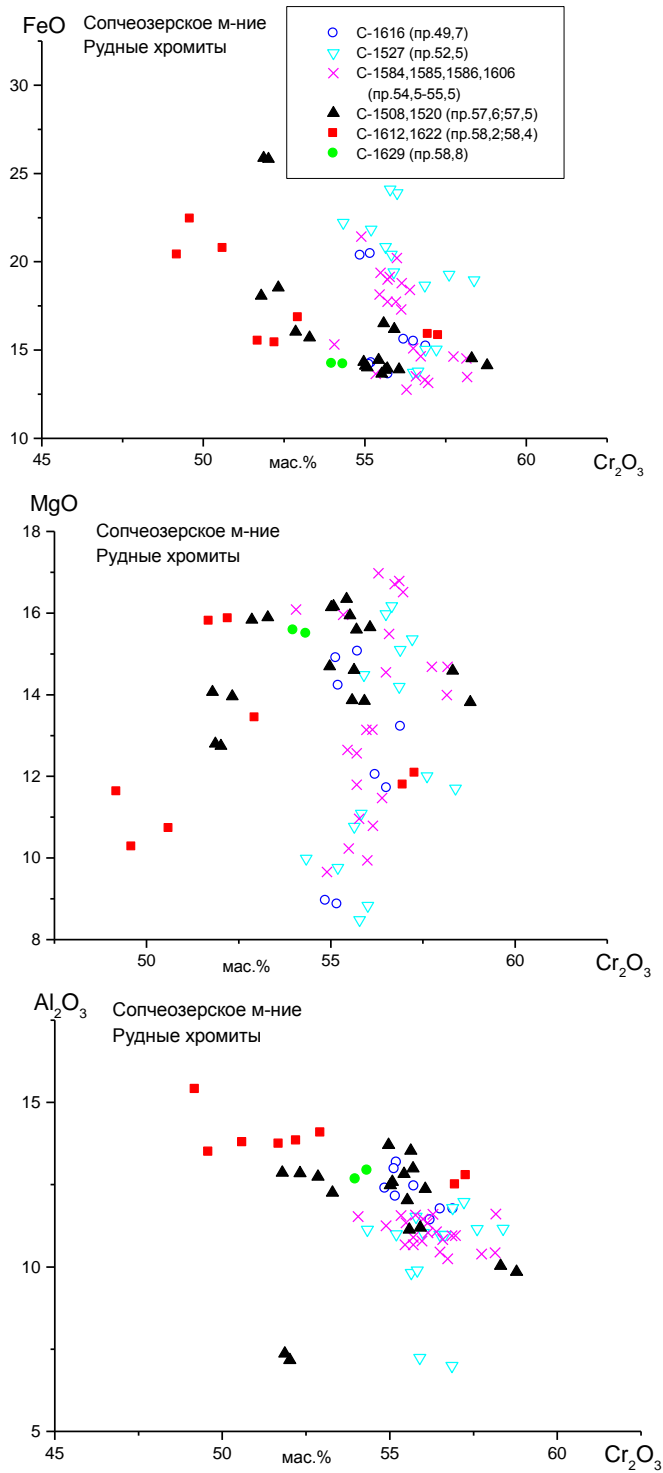


Рис.14.21. Изменение состава рудного хромита в зависимости от положения в рудной залежи по латерали

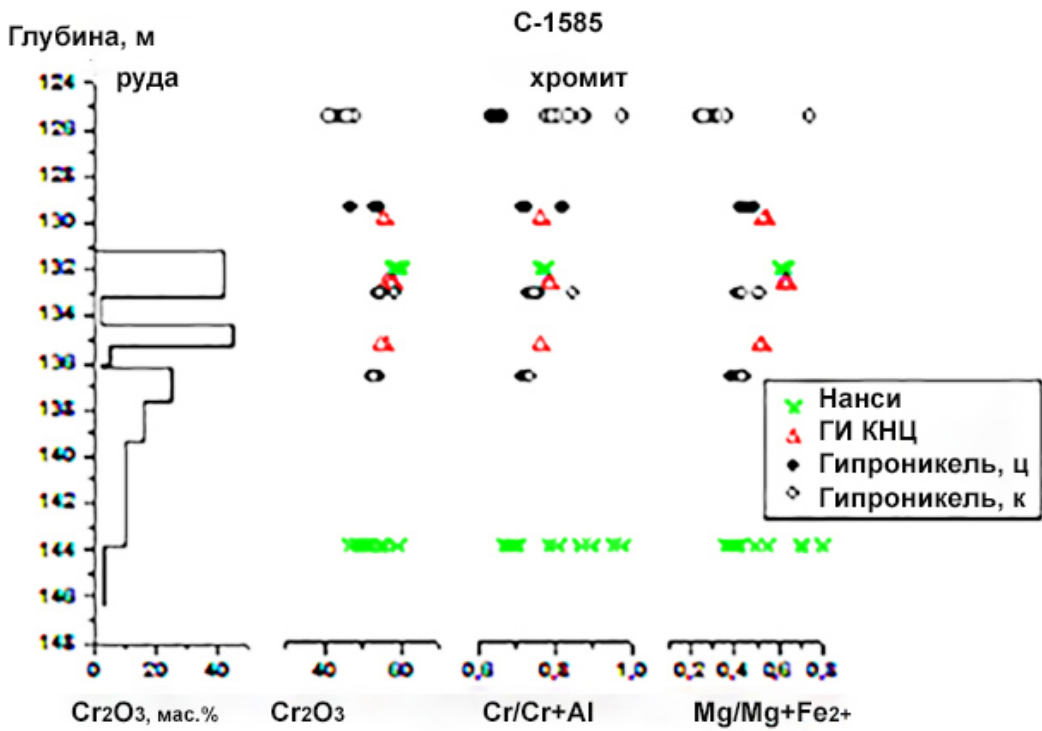
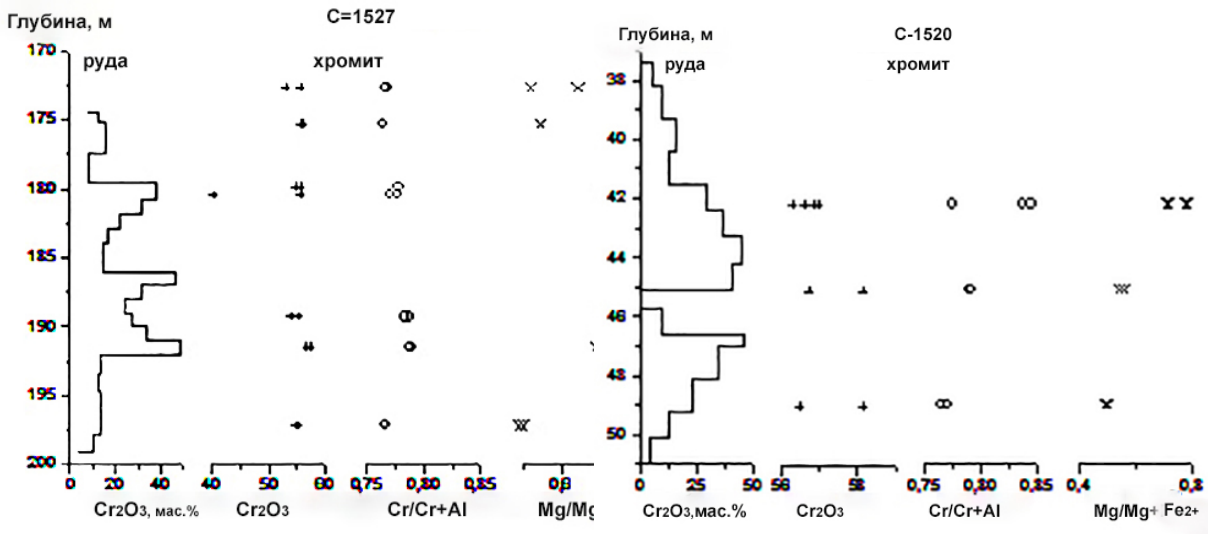


Рис.14.22. Зависимость между содержанием  $Cr_2O_3$  в руде, содержанием  $Cr$  и отношениями главных компонентов в хромите по разрезу рудных пластов. Для C-1585 приведены отдельно данные, полученные в Нанси, Геологическом институте КИЦ РАН (ГИ КИЦ) и Гипроникель (ц – центр и к – край зерна)



## **Оливин**

Оливин в рудах наблюдается в виде идиоморфных или неправильной формы зерен размером от 0.5 до 2-3 мм, очень редко встречаются микровключения его в хромите. В дунитах оливин образует плотнейшую упаковку неправильно-изометрических зерен, в пойкилитовых гарцбургитах он часто резорбирован и включен в вкрапленники ортопироксена или амфиболовые псевдоморфозы по нему. Для пороодообразующего оливина типичны включения ранней генерации хромита, а также двойники и структуры пластических деформаций в виде структур трансляционных скольжений. На границе оливина и интерстиционного плагиоклаза, как правило, формируются однослойные келифитовые, поперечно-волоконистые амфиболовые каймы. Процессы вторичных изменений оливина связаны с локальной серпентинизацией и более поздней хлоритизацией, иногда с образованием полных псевдоморфоз и новообразованием магнетита.

Оливин вмещающих пород и руд был изучен микронзондовым анализом, по данным которого он относится к форстериту с относительно большими колебаниями Fa - от 2 до 13%. Помимо главных компонентов  $\text{SiO}_2$ , FeO и MgO, он постоянно содержит примесь MnO (0.1-0.2) и NiO (0.3-1.1). CaO,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  отсутствуют или содержатся в незначительных количествах. Результаты анализа оливина (раздельно для надрудных и подрудных ультрабазитов и руд) вынесены на график Fa (%) - NiO (мас. %), на котором четко выделяются три поля (рис.14.23). Первое поле объединяет относительно более железистые (11-13% Fa) оливины, второе - оливины со средней железистостью (5.5-8% Fa) при большем диапазоне содержания NiO. При этом составы оливинов из надрудных и подрудных пород перекрываются. Оливины из рудных пластов образуют, за небольшим исключением, самостоятельное поле, и характеризуются аномально низкой железистостью - 1.5-4.5% Fa. Второй особенностью их является повышенное и высокое содержание NiO. Аномально высокое содержание никеля в высокомагнезиальном оливине свидетельствует прежде всего о низком парциальном давлении серы в системе при его кристаллизации.

Таким образом, кристаллизация оливина в пределах рудных пластов проходила в специфических условиях - относительного дефицита FeO, которое перераспределялось в хромит. На вопрос о возможном диффузионном перераспределении FeO в постмагматический этап следует ответить отрицательно, так как оливиновые зерна не обнаруживают оптическую и/или химическую зональность на границе с хромитом.

Опираясь на выявленную зональность рудной залежи, составлен график FeO - MgO, на который нанесены составы оливинов из вмещающих пород из различных частей месторождения (рис.14.24). При его анализе выявляется тенденция увеличения содержания FeO при движении с юго-востока на северо-запад, которая нарушается из-за отмеченного выше влияния рудной хромитовой массы на состав оливина.

В заключение рассмотрим вопрос равновесия пары оливин-хромит, включая аксессуарный и рудный типы. Для этого используем диаграмму с отношением  $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$  в сосуществующих оливинах и хромитах (рис.14.25). Необходимо отметить, что распределение Mg и Fe между оливином и хромитом хорошо изучено в природных продуктах (расслоенных интрузиях, дайках и вулканитах), а также в экспериментальных системах основного состава при различных давлениях (Irvine, 1965, 1967; Jackson, 1969; Малахов, 1979; Sack, Ghiorso, 1991; Roeder, Reynolds, 1991 и др.). По данным экспериментальных работ оно близко к идеальному, носит

линейный характер и зависит, прежде всего от температуры, и не связано прямо с парциальным давлением кислорода или общим содержанием железа в системе. Оно также является функцией концентрации  $C_T$  в расплаве.

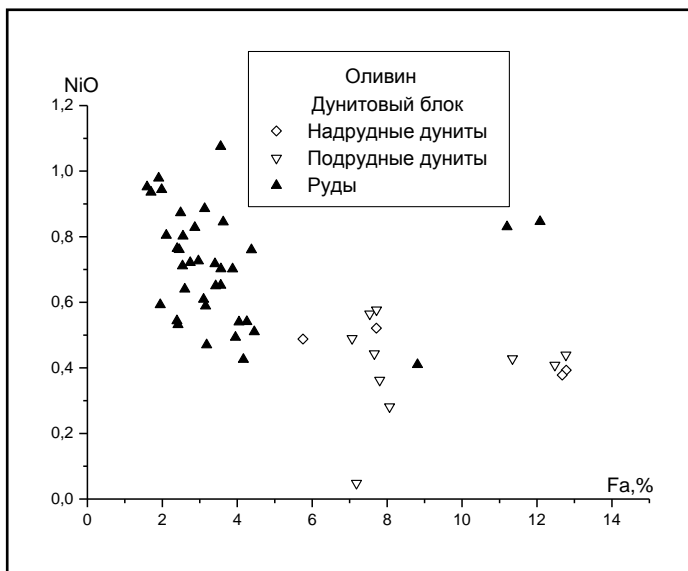


Рис.14.23. Зависимость между составом оливина ( $Fa, \%$ ) из дунитов и хромититов Дунитового блока и содержанием в нем  $NiO$  по данным микрозондового анализа

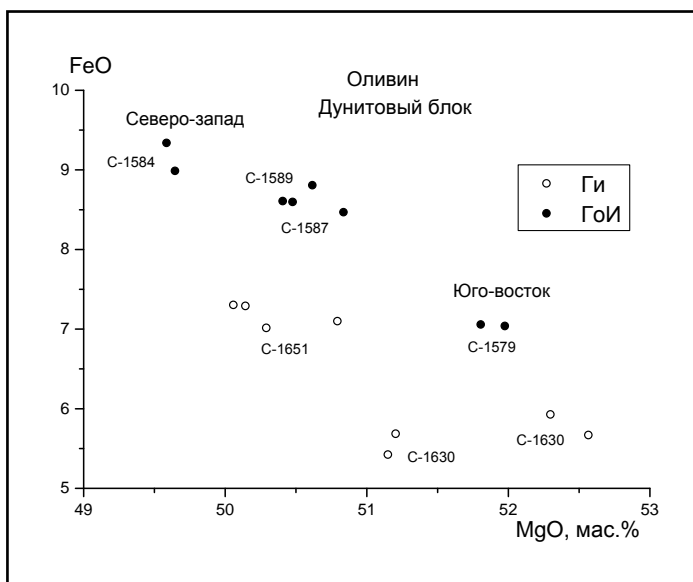


Рис.14.24. Соотношение  $FeO - MgO$  в оливине из разных частей Сопчеозерского месторождения. ГИ - данные Геологического института КНЦ (В.Ф.Смолькин), ГоИ - данные Горного института КНЦ (А.Н.Кулаков)

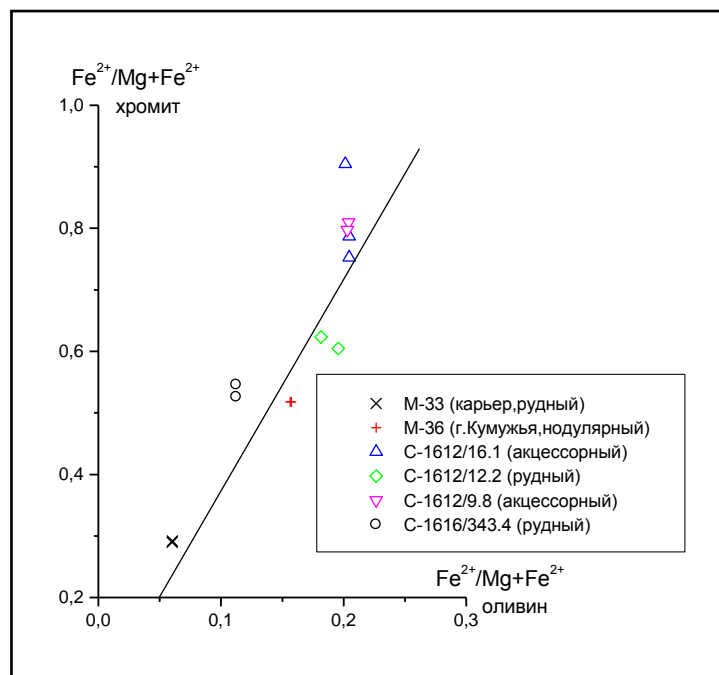


Рис.14.25. Вариации отношения  $Fe^{2+}/Mg+Fe^{2+}$  в сосуществующих хромите и оливине из рудных пластов и вмещающих дунитов Сопчеозерского месторождения по данным микрозондового анализа. Для сравнения приведены данные для нодулярных хромититов горы Кумужья. Прямая линия - расчетная по данным (Малахов, 1979)

Составы изученных нами пар распределяются следующим образом: акцессорные хромиты и оливины из надрудных и подрудных дунитов располагаются в верхней части диаграммы или в поле с максимальными значениями отношения  $Fe^{2+}/Mg+Fe^{2+}$ , рудные хромиты и оливины из рудных пластов образуют среднее поле, и, наконец, рудные хромиты и оливины из головной части рудной залежи, вскрытой карьером (проба М-33), попадают в нижнюю, левую часть диаграммы. Выявленный тренд совпадает с теоретическим (прямая линия), подтверждая равновесность процесса кристаллизации, и четко отражает снижение температуры кристаллизации при движении от акцессорных образований к рудным.

### Пироксены

Ортопироксен является, наряду с оливином, главным минералом в гарцбургитах и плагиогарцбургитах, в бедных рудах его содержание уменьшается и в богатых рудах не превышает 5-6 об.%. Во вмещающих породах и убогих рудах ортопироксен образует крупные пойкилокристаллы, включающие в себя мелкие зерна оливина и хромита. Характерным для него являются структуры распада твердых растворов в виде пластинчатых вростков клинопироксена параллельно [100], что характерно для пироксенов так называемого бушвельдского типа.

По своему составу ортопироксен отвечает энстатиту с содержанием ферросилита от 8.3 до 10.1% (8 анализов). Из примесей в ортопироксене постоянно содержится (мас.%): 1.13-1.35  $Al_2O_3$ , 1.10-1.75  $Cr_2O_3$ , а также 0.14-0.23  $MnO$ , и 0.08-0.15  $NiO$ . Ортопироксен, сосуществующий с оливином (скв. 1651/369.5), имеет одинаковую с ним железистость, что типично для ультрабазитов магматического происхождения (Добрецов и др., 1971).

В зонах катаклаза ортопироксен замещается амфиболом актинолит-тремолитового ряда и реже тальком с образованием псевдоморфоз.

*Клинопироксен* встречается в незначительных количествах и является интеркумулятивным минералом в гарцбургитах. По данным микронзондового анализа он отвечает авгиту с соотношением  $En:Fs:Wo = 4-5.5:51-52.4:45-42.1$ .

### ***Вторичные минералы***

Набор вторичных минералов, связанных с аутометаморфическими и наложенными метаморфическими преобразованиями, включает в себя кальциевые амфиболы, серпентины, хлорит, тальк, карбонаты и окислы - магнетит и ильменит.

Амфиболы наблюдаются в виде келифитовых кайм вокруг оливина, на границе с его с плагиоклазом, и  $Cr$ -содержащих тремолитовых псевдоморфоз по ортопироксену. Серпентины представлены поперечно-волокнутой и скрытокристаллической разновидностями, замещающих по трещинкам оливин или реже ортопироксен. Первая из них, судя по рентгеновскому анализу, выполненной А.Н.Богдановой (Геологический институт КНЦ РАН), представлена хризотилом. Хлориты ассоциируют с серпентином или амфиболом и тальком, образуя с ними мелкозернистый агрегат, замещающий ортопироксен. Они иногда выполняют микротрещинки, секущие хромитовые зерна. Помимо этого, хлорит часто развивается по плагиоклазу, с наложением на келифитовые каймы. Тальк встречается только в отдельных образцах, в которых он выполняет микротрещинки в ортопироксене, слагает псевдоморфозы по оливину или выполняет интерстиции между оливином совместно с хлоритом, тремолитом и карбонатом.

Появление магнетита связано с серпентинизацией, он постоянно встречается в рудах, преимущественно в убогих, и образует мелкую вкрапленность в серпентиновых прожилках или нарастает на хромит в виде каймы (рис.14.18). В последнем случае развивается диффузионная промежуточная зона феррохромита. Ильменит постоянно встречается в хромовых рудах, подверженных метаморфизму. Он образуется в виде мелких зерен при выщелачивании хромита и переотложении содержащегося в нем титана, или является продуктом распада амфибола или клинопироксена. В ильмените из рудных образцов содержится (мас.%): 3.3-5.5  $MgO$ , 0.7-1.3  $MnO$ , 0.3-0.7  $Cr_2O_3$  и 0.3-0.4  $NiO$ .

### ***Сульфиды***

Сульфиды являются постоянной примесью в серпентинизированных хромовых рудах. Общее количество составляет не более 0.1-0.5 об. %, в отдельных образцах повышается до 1-2%. Они присутствуют в виде тонкой (менее 0.2 мм) пылевидной вкрапленности в серпентиновых агрегатах, образуют неправильные зерна, приуроченные к интерстициям между оливином и хромитом, или выполняют

совместно с вторичными силикатами прожилки (рис.14.26). Главными из них являются хизлевудит и пентландит, редко встречаются пирротин, халькопирит и лаурит. В ассоциации с ними встречена самородная медь.

*Хизлевудит* преобладает среди сульфидов в богатых и рядовых рудах, в которых он ассоциирует с серпентином, тальком и карбонатом. Хизлевудит отлагается вдоль микротрещинок в оливине или хромите, иногда замещает пентландит. В составе его, помимо Ni, Fe и S, установлен (в ppm): 1.4-2.6 Cr и в одном образце -600 Rh и 700 Pt.

*Пентландит* более широко распространен в бедных серпентинизированных рудах. Он часто образует сростки с хизлевудитом, иногда с ним ассоциируют халькопирит, самородная медь и борнит. В пентландите содержится (мас. %): 24.2-34.5 Ni, 22.6-31.9 Fe, 32.4-48.4 S, 0.1-1.3 Co, примесей ЭПГ не установлено.

А

Б

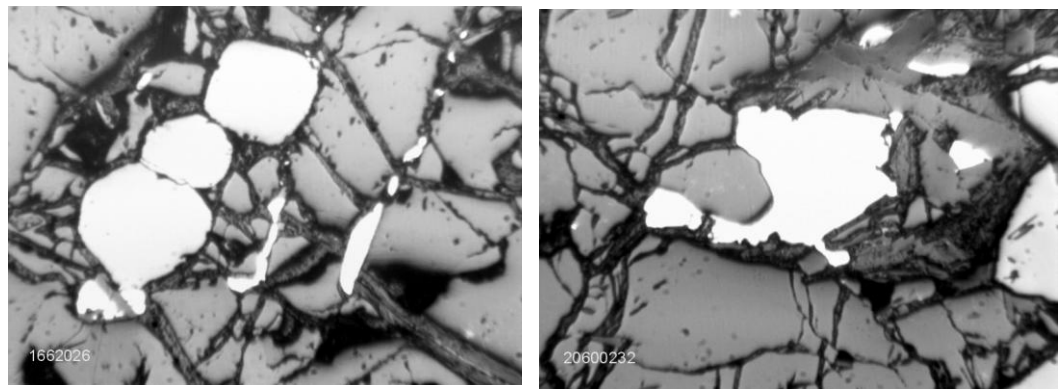


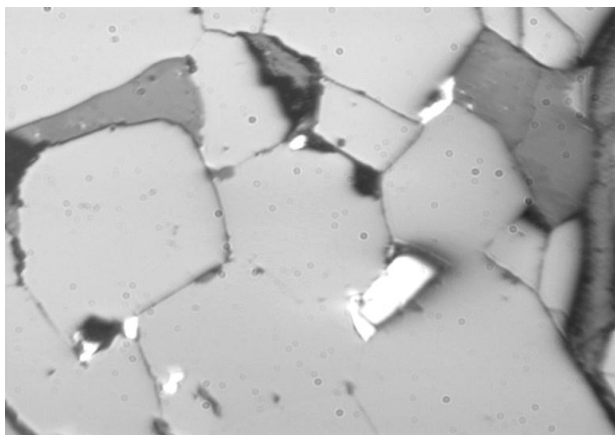
Рис.14.26. Формы выделений пентландита и хизлевудита в хромитовых рудах Сопчеозерского месторождения.

А - цепочка сульфидных зерен, секущих оливин (серый); в правом углу - округлые зерна хромита (обр. С-1662). Б - интерстиционный сросток пентландита и хизлевудита (обр. С-2060). Фото анилифов. Ув. 100

*Пирротин* был встречен в виде редких включений в хромите в сростках с пентландитом и халькопиритом. *Халькопирит*, крайне редкая фаза, ассоциирует с пентландитом, борнитом, халькозином и пирротинном и наблюдается в виде первичных включений в хромите. Содержание Cu в нем варьирует в узких пределах (23.7-24.4).

*Лаурит*  $[(RuOsIr)S_2]$  является очень редкой, но важной по значению примесью. Он обнаружен одним из авторов (Ю.Н.Нерадовским) в богатой руде (обр. 1622/7) в виде трех кристаллов размером от 10x10 до 10x70 мкм (рис.14.27). Более крупный кристалл располагается на стыке зерен хромита вместе с хизлевудитом, а более мелкий - в серпентиновой прожилке, секущем руду. Лаурит был также описан в работах (Гроховская и др., 2000, 2003).

По данным микрозондового анализа лаурит представлен рутений-осмиевой разновидностью, с примесью Ir (3.08) и Pd (0.37), примесь Rh, Pt и Au не обнаружена. Присутствие лаурита в хромовой руде отражает возможность концентрации платиноидов в виде самостоятельной фазы. Вместе с тем приуроченность лаурита к серпентиновым прожилкам указывает на то, что концентрация платиноидов в минеральные фазы происходит при интенсивной серпентинизации ультрабазитов и переотложении ЭПГ.



*Рис.14.27. Лаурит и хизлевудит в богатой хромитовой руде. Лаурит образует крупный (70 мкм) кристалл белого цвета, хизлевудит - мелкие зерна. Хромит - светло-серый. Фото анилифа (обр. С-1622/7)*

*Самородная медь* встречается в ассоциации с сульфидами, а также в виде очень мелких зерен со сложными зазубренными контурами в микротрещинках в силикатах или хромите. *Самородное золото* было установлено в единичном случае в АО «Гипроникель», (обр. 1598/295.0).

#### **14.5. Сравнительный анализ состава хромитов расслоенных интрузий**

В связи с открытием Сопчеозерского месторождения возникла необходимость решения вопроса генезиса главного рудного минерала - хромита, а также его промышленного применения. Одним из методов является сравнительный анализ с известными и хорошо изученными эталонами. В качестве эталонов часто выступают разрабатываемые месторождения хромитов Урала - Кемпирсайское, Сарановское, Тагильское и др. Однако в нашем случае мы имеем дело с другими формационными типами. Мончеплутон принадлежит к интрузиям перидотит-пироксенит-габброноритовой формации (их обычно называют стратиформными или расслоенными), а уральские интрузии, вмещающие месторождения хромитов, преимущественно к дунит-гарцбургитовой и клинопироксенит-верлитовой формациям, из которых первая является составной частью офиолитовых комплексов. Поэтому в качестве эталонов были выбраны расслоенные интрузии раннепротерозойского возраста Балтийского щита, в пределах которых известны рудопроявления или месторождения хромитов.

Для сравнительного анализа использованы как опубликованные, так и авторские анализы аксессуарных и рудных хромитов следующих расслоенных интрузий: Бураковская - 17, Кеми - 22, Пеникаг - 19, Койтелайнен - 6, Аканваара - 33, Имандровская - 98, Койллисмаа - 61, Стиллуотер - 3, а также из дунит-ортопироксенитового массива Падос (42), офиолитовых комплексов Оутокумпу (Финляндия) - 18 и Кемпирсай (Казахстан) - 4. Выборка данных приведена в табл.14.8. Составы хромитов отображены на диаграммах Н.В.Павлова (1949), Т.Н.Ирвайна (Irvine, 1965) и В.Ф.Смолькина (1979).

Рассмотрим общее положение эволюции состава из различных по генезису и рудоносности магматитов. На диаграмме Павлова четко выделяются тренды изменения состава шпинелей в зависимости от формационной принадлежности магматитов (рис.14.28). Для нас важными являются два тренда, хорошо отличающиеся друг от друга - это тренды расслоенных интрузий и

дунит-гарцбургитовой формации, к которой относится и офиолитовый комплекс Оутокумпу. Тренд офиолитов расположен на графике вдоль прямой, соединяющей Cr и Al, т.е. все разнообразие составов хромшпинелидов определяется прежде всего изоморфными замещениями между хромом и алюминием, а содержание трехвалентного железа при этом остается постоянным.

Таблица 14.8

Химические составы рудных хромитов из расслоенных интрузий Кольского п-ова, Карелии и Финляндии, а также интрузий Стилутер и Кемпирсай, в мас. %.

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
MgO	10.48	10.08	2.46	0.98	0.79	13.24	10.28	15.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.36	7.32	14.06	11.52	10.59	7.89	13.50	13.84
TiO <sub>2</sub>	1.22	1.00	0.10	0.50	0.06	0.10	0.47	0.37
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	54.77	54.49	47.96	49.87	51.31	60.09	49.59	52.21
FeO	22.05	23.76	31.40	35.64	34.67	13.19	22.44	15.43
NiO	0.24	0.25	0.03	0.02	0.03	0.13	0.23	0.22
MnO	0.64	0.68	0.46	0.52	0.52	0.12	0.78	0.53
ZnO	0.20	0.10	0.09	0.13	0.23	0.00	0.19	0.10
Сумма	97.95	97.68	96.55	99.17	98.19	94.82	97.68	98.56
Оксиды	9	10	11	12	13	14	15	16
MgO	13.44	10.92	11.14	12.34	14.18	12.53	14.93	6.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.08	11.54	11.47	11.83	11.90	11.78	11.74	11.41
TiO <sub>2</sub>	0.51	0.14	0.07	0.10	0.12	0.07	0.16	0.16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	52.93	58.80	60.00	59.82	60.53	59.50	58.64	35.34
FeO	16.85	18.34	15.83	14.76	12.78	13.97	13.48	45.37
NiO	0.19	0.08	0.18	0.16	0.18	0.15	0.14	0.07
MnO	0.47	0.19	0.04	0.12	0.04	0.18	0.00	0.89
ZnO	0.00	0.04		0.04		0.06	0.02	0.00
Сумма	98.48	100.05	98.73	99.17	99.73	98.23	99.18	99.58
Оксиды	17	18	19	20	21	22	23	24
MgO	8.32	7.71	6.81	3.85	6.61	15.66	15.66	15.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.37	11.85	10.06	0.43	10.46	11.79	12.11	11.39
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.61	0.24	0.48	0.33	0.20	0.20	0.16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	53.69	50.54	50.81	42.24	53.69	55.73	55.60	55.94
FeO	24.26	25.14	27.25	48.61	25.18	13.98	14.09	14.11
NiO	0.00	0.03	0.63	0.27	0.11	0.19	0.12	0.19
MnO	1.17	1.20	0.66	1.62	0.95	0.69	0.58	0.57
ZnO	0.00	1.30	1.82	0.53	0.50	0.00	0.00	0.00
Сумма	97.92	98.38	98.28	98.02	98.53	98.24	98.35	97.86

ПРИМЕЧАНИЕ. 1, 2 - Бураковская интрузия: 1 - густовкрапленная (Бур-1/1), 2 - редковкрапленная (Бур-2/1) хромитовая руда; 3, 4, 5 - Имандровский комплекс (гора Большая Варака): 3, 4 - густовкрапленная руда в норите (скв. 301/74.75-2, скв. 301/157.1-5), 5 - полосчатая густовкрапленная хромитовая руда (скв. 301/159.1-9); 6 - Кемпирсайский массив, массивная хромитовая

руда (кемп-4); 7-15 - Мончеплутон (Сопчеозерское месторождение): 7, 8, 15 - богатая хромитовая руда (скв. 1612/12.2-1, скв. 1612/12.5-1, скв. 1585/132-2а-2), 9 - полосчатая хромитовая руда (скв. 1612/15.5-1), 10 - надрудный серпентинизированный дунит (скв. 1630/282.2-1), 11,12 - богатые хромитовые руды с сидеронитовой структурой (скв. 1630/299.1-1, скв. 1630/305.6-1), 13, 14 - богатая массивная руда с вкрапленниками серпентинизированного оливина (скв. 1635/95.5-6, скв. 1635/93.3-1); 16-21 - Падос (третий хромитовый горизонт): 16, 17, 21 - хромитовая руда (К-132/1а, К-132/2-1, П-нод/1-1), 18, 19, 20 - нижний контакт, средняя часть и верхний контакт, соответственно (П103.1/15а-2а, П103.1/15б-1а, П103.1/15в-1); 22-24 - Стиллуотер, массивная хромитовая руда (ст-3/1, ст-3/2, ст-3/3). Коллекция и анализы В.Ф.Смолякина, аналитики Я.А.Пахомовский, С.А.Реженова, Л.И.Полежаева, прибор MS-46 Cameca.

Это свидетельствует о низком кислородном потенциале среды минералообразования, который сохранялся на всем протяжении кристаллизации хромитов. Тренд расслоенных интрузий имеет более сложный характер - первоначально он идет по линии Cr-Al, а затем по линии Cr-Fe, и характеризует максимально возможную дифференциацию, обусловленную как изменением концентраций компонентов, так и снижением температуры кристаллизации и повышением фугитивности кислорода.

Рис.14.29 характеризует более детально вышеназванные расслоенные интрузии различных формационных типов. Из ее анализа следует, что расслоенные интрузии, несмотря на общий тренд Cr-Fe, характеризуются индивидуальными особенностями. Это свидетельствует о несколько различных условиях кристаллизации расплавов и хромита, обусловленных различными причинами, которые будут рассмотрены ниже.

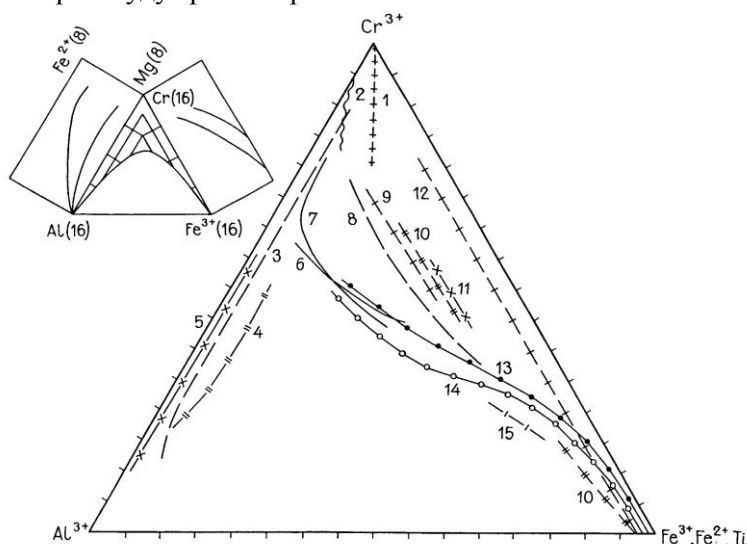


Рис.14.28. Диаграмма Н.В.Павлова с трендами изменения составов шпинелей различных магматитов и метеоритов. Из работы (Смолякин, 1992).

1 - метеориты; 2 - включения в алмазах; 3 - дунит-гарцбургитовая формация; 4 - океанические базальты; 5 - включения в кимберлитах;



6-7 - расслоенные интрузии Сарановского массива (6) и Бушвельд (7);  
 8 - Кытлымский массив, дунит-клинопироксенитовая формация; 9 - мей-мечиты; 10 - Гулинский массив, Бор-Урях; 11 - включения в субщелочных базальтах; 12 - пикриты Камчатки; 13 - печенгский комплекс, габбро-верлитовая формация; 14 - Норильск-Талнах; 15 - платобазальты

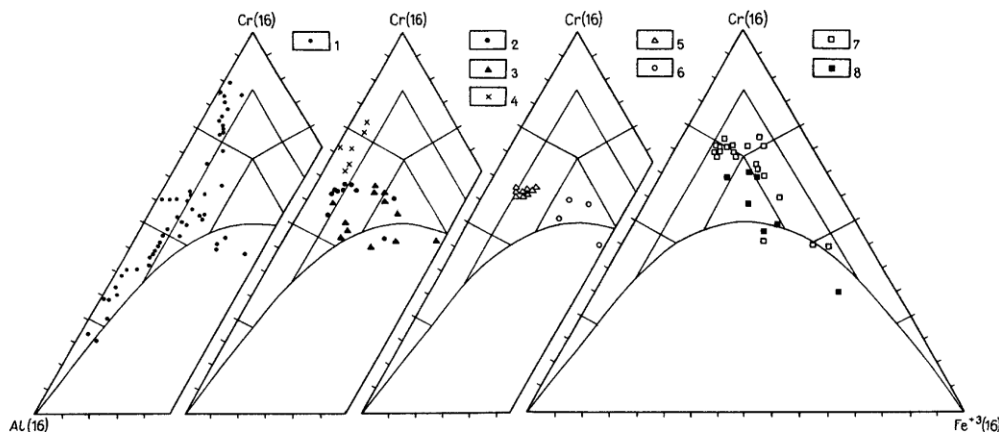


Рис.14.29. Составы хромшпинелидов из различных магматитов на диаграмме Н.В.Павлова.

1 - Кемпирсайский массив, перидотитовая формация; 2-5 - расслоенные интрузии гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации: 2 - Бушвельд, 3 - Стиллуотер, 4 - Великая Дайка, 5-6 - Сарановский массив, рудные (5) и акцессорные (6) хромиты; 7-8 - дунит-клинопироксенитовая формация: 7 - Нижне-Тагильский массив, 8 - Кытлымский массив

Для интерпретации изменений составов шпинелидов применены диаграммы на основе призмы Т.Ирвайна для шпинелей различных магматитов, основанная на эмпирических данных и результатах экспериментальных работ (рис.14.30).

На диаграмме с координатами  $100\text{Cr}/\text{Al}+\text{Cr} - 100\text{Mg}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}$  нанесены изотермы, отражающие состав шпинелидов, равновесных с оливином, с определенным содержанием форстеритового компонента. На ней отражена зависимость между хромистостью хромита и распределением железа и магния между хромитом и оливином. С повышением хромистости хромит становится менее магниальным. Понижение температуры обуславливает более железистый и более хромистый состав хромита и сосуществующего оливина.

Массовая кристаллизация хромита происходила одновременно с оливином. За счет их фракционирования шло быстрое истощение расплава по содержанию магния. Уменьшение магниальности сосуществующего оливина отражает одновременное снижение магниальности и температуры кристаллизации магматического расплава. На изменение состава хромита сильное влияние оказывает также фугитивность кислорода, с увеличением которой повышается количество трехвалентного железа в расплаве за счет двухвалентного, соответственно повышается и железистость хромита. Увеличение фугитивности приводит также к снижению содержания алюминия в хромите.

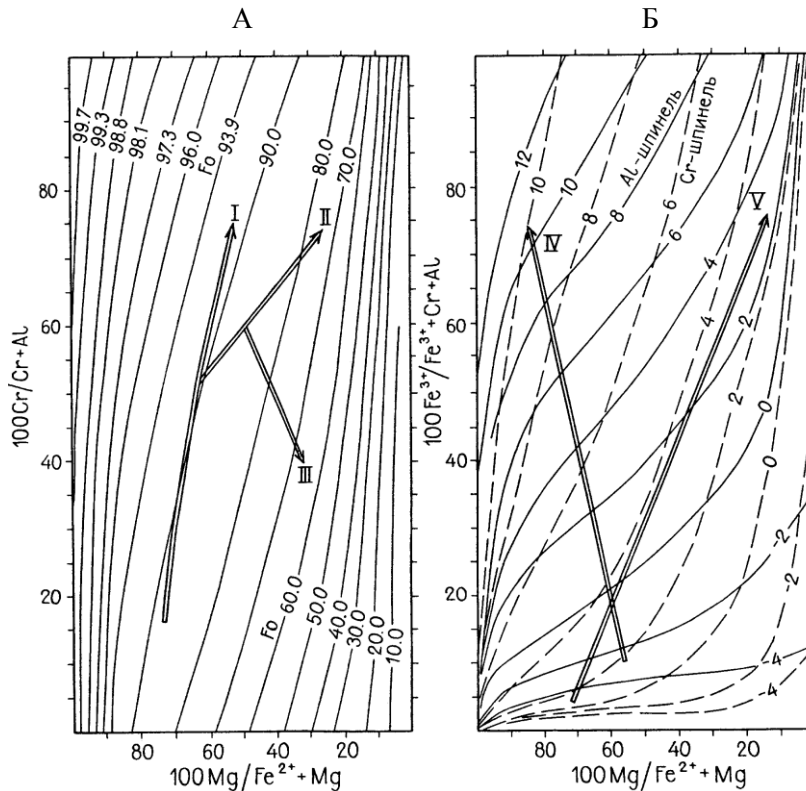


Рис 14.30. Диаграммы на основе призмы Т.Ирвайна (Irvine, 1965) для шпинелей из различных магматитов.

Сторона призмы А: I - тренд частичного плавления; II - тренд фракционирования оливина и плагиоклаза; III - тренд фракционирования оливина; 99.0 - изолинии состава оливина, сосуществующего со шпинелью при номинальной температуре 1200°C. Сторона призмы Б: Линии - изотерм теоретического потенциала фугитивности кислорода, для алюмошпинели и хромшпинели; IV - тренд фракционирования при постоянной температуре и возрастании фугитивности кислорода (закрытая система); V - тренд фракционирования при постоянной фугитивности кислорода и уменьшении температуры

Эволюция составов хромитов, выражающаяся в закономерном снижении хромистости и магнезиальности, которое компенсируется возрастанием железистости, обусловлена прежде всего температурным фактором при незначительных изменениях фугитивности кислорода. Широкие вариации коэффициента хромистости в хромите, можно объяснить различиями в степени частичного плавления мантийного субстрата. Изменение химического состава хромитов офиолитов зависит, главным образом, от степени частичного плавления. При условии повышении степени частичного плавления резко возрастает хромистость хромита, при незначительном увеличении магнезиальности хромита наблюдается обратная зависимость между хромистостью и магнезиальностью хромита.

Рассмотрим особенности изменения состава рудных и акцессорных хромитов из расслоенных интрузий Балтийского щита и приуроченных к ним месторождений хромита, включая Сопчеозерское. Для сравнения привлечены авторские данные по Стиллиуотеру и Кемпирсаю.

На классификационной диаграмме (рис.14.31) рудные хромиты образуют два поля. В первом поле располагаются составы хромитов расслоенных интрузий - Мончеплутон, Кеми, Пеникат, Стиллиуотер, Бураковская, Падос, а также хромиты офиолитов Оутокумпу и Кемпирсайского массива, которые отвечают по составу магнохромиту. Хромиты интрузий Аканваара, Койтелайнен и имандровского комплекса образуют второе поле, которое находится на границе алюмохромита и магноалюмохромита. Это указывает на различные физико-химические условия среды минералообразования этих двух групп хромитов.

Акцессорные хромиты имеют более значительные вариации минального состава по сравнению с рудными (рис.14.32). Это связано с широким распространением акцессорных хромитов в различных ультраосновных и основных породах и зависимостью состава хромитов от состава вмещающих пород. Все акцессорные хромиты, кроме некоторых хромитов комплекса Койллисмаа, находятся на диаграмме в полях магнохромита, магноалюмохромита, алюмохромита и собственно хромита.

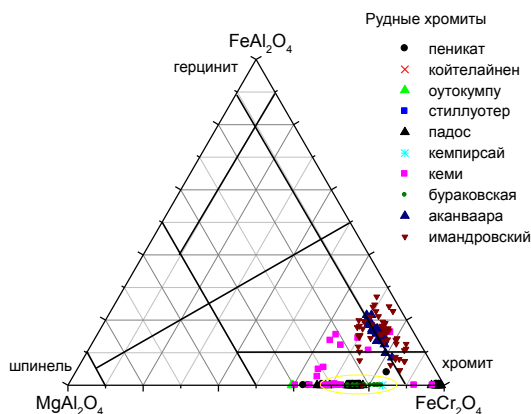


Рис.14.31. Классификационная диаграмма составов рудных хромитов из различных месторождений и рудопроявлений, залегающих в расслоенных интрузиях докембрия Балтийского щита и Северной Америки. На рис. 14.31-14.32 хромиты Сопчеозерского месторождения показаны отдельным полем

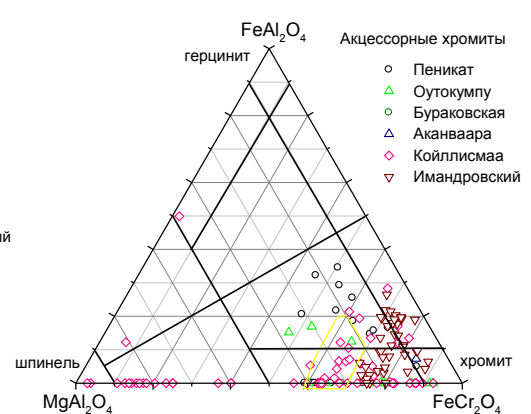


Рис.14.32. Классификационная диаграмма составов акцессорных хромитов из различных месторождений и рудопроявлений расслоенных интрузий докембрия Балтийского щита

Акцессорные хромиты комплекса Койллисмаа с высоким содержанием минала шпинели попадают в поле хромплеонаста, единичные анализы находятся в полях магногерцинита, плеонаста и шпинели. Таким образом, большинство

аксессуарных хромитов Койллисмаа образуют серию твердых растворов от хромита до шпинели.

На диаграмме Н.В.Павлова (рис.14.33) рудные хромиты расслоенных интрузий образуют единое поле, кроме измененных хромитов (хроммагнетитов) массива Падос, которые отличаются высоким содержанием железа и низкими содержаниями хрома и алюминия. К хромитам из Сопчеозерского месторождения наиболее близкими являются хромиты из интрузии Стиллутер, а также неизменные хромиты массива Падос. Все неизменные рудные хромиты массива Падос располагаются на сочлениении двух трендов - расслоенных интрузий и офиолитов, измененные хроммагнетиты являются результатом постмагматических процессов. Кроме того, обнаруживается их сходство с частью хромитов имандровского комплекса. Меньшим содержанием хрома отличаются хромиты интрузий Кеми, Пеникат, Койтелайнен и Аканваара. Хромиты Бураковской интрузии имеют те же содержания хрома, но отличаются большим количеством железа.

Хромиты Сопчеозерского месторождения, являясь близкими к большинству хромитов расслоенных интрузий, отличаются пониженным содержанием железа. Это объясняется отсутствием замещения хромита хроммагнетитом и магнетитом, что связано с меньшим потенциалом фугитивности кислорода.

Хромиты офиолитового комплекса Оутокумпу отличаются от всех низким содержанием железа, что характерно для офиолитов, которые образуются при очень низких значениях фугитивности кислорода. Самое высокое содержание хрома имеет рудный хромит из Кемпирсайского массива.

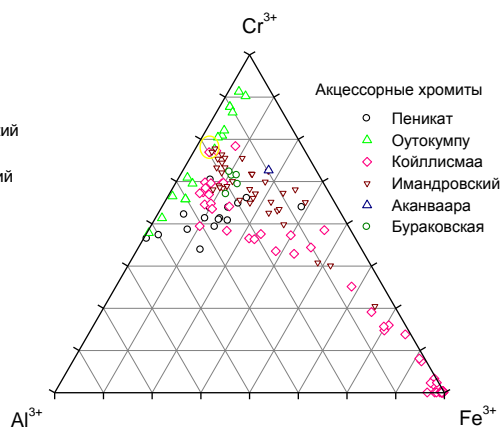
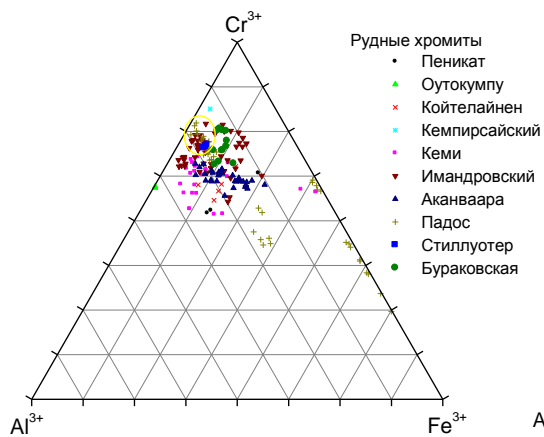


Рис.14.33. Катионный состав рудных хромитов из различных месторождений и рудопроявлений в расслоенных интрузиях докембрия Балтийского щита и Северной Америки

Рис.14.34. Катионный состав аксессуарных хромитов из различных месторождений и рудопроявлений в расслоенных интрузиях докембрия Балтийского щита

На диаграмме состава аксессуарных хромитов (рис14.34) хорошо различаются два тренда - один, характерный для хромитов расслоенных интрузий, и другой - для хромитов комплекса Оутокумпу, совпадающий с трендом для офиолитов дунит-

гарцбургитовой формации. Наиболее полные тренды наблюдаются для хромитов расслоенных интрузий Койллисмаа и имандровского комплекса. С повышением потенциала фугитивности кислорода увеличивается сродство к железу и хромиты становятся более железистыми. Тренды составов хромитов интрузий Бураковской, Аканваара, Койтелайнен, имандровского комплекса совпадают с изотермами, что соответствует равновесной кристаллизации оливина постоянного состава, с хромитом, изменяющимся по содержанию хрома. Это может происходить в результате частичного плавления мантийного субстрата. В отличие от них, хромиты Мончеплутона и Кеми характеризуются более широкими вариациями по магнезиальности и незначительными изменениями по хромистости, что обусловлено главным образом процессами фракционирования и дифференциации магматического расплава. Значительные колебания по магнезиальности указывают на изменение температуры.

Взаимоотношение состава рудных и акцессорных хромитов имеет различный характер: в одних случаях они весьма близки (имандровский комплекс), в других сильно и закономерно отличаются (Пеникат, Кеми, Сопчеозерское и др.). Это может быть обусловлено не только изменением состава эволюционирующего расплава и увеличением фугитивности кислорода, но и возможной перекристаллизацией рудной массы после кристаллизации.

По хромистости и железистости акцессорные и рудные хромиты близки при высоком значении магнезиальности, по мере снижения температуры и увеличения фугитивности кислорода акцессорные хромиты становятся более железистые и менее магнезиальные, с относительно небольшим снижением магнезиальности резко возрастает железистость. По хромистости низкомагнезиальные хромиты имеют широкие вариации, они характеризуются как низкими значениями хромистости, так и высокими по отношению к рудным хромитам, что может быть объяснено (при высоких значениях хромистости) фракционированием оливина и плагиоклаза, так и (при снижении хромистости) фракционированием только оливина.

Рудные хромиты интрузии Кеми образуют тренд, связанный с фракционированием из расплава оливина, а для сопчеозерских хромитов этот же тренд характерен для акцессорных хромитов.

Для расслоенных интрузий наблюдается плавный переход от акцессорных к рудным, т.е. рудные продолжают тот же тренд. Это возможно в случае, если они формируются в едином процессе фракционной кристаллизации, а не являются продуктом внедрения дополнительных порций расплава.

Акцессорные хромиты Оутокумпу отличаются наиболее высоким содержанием хрома, и низким - железа. Вариации наблюдаются только по содержаниям хрома и алюминия, количество железа остается постоянным, что фиксируется низким потенциалом фугитивности кислорода, который сохраняется на протяжении всего процесса минералообразования. Для них четко проявлен тренд частичного плавления, причем значительная протяженность тренда свидетельствует о высоких степенях плавления мантийного субстрата. Меньшее значение магнезиальности акцессорных хромитов по отношению к рудным хромитам является следствием уменьшения температуры. При незначительном увеличении магнезиальности сосуществующего оливина (форстерит 60-80) резко возрастает и хромистость хромита.

Составы рудных хромитов Сопчеозерского месторождения отличаются на диаграмме Ирвайна (рис.14.35) от всех высокой магнезиальностью, что

характерно для одновременной кристаллизации хромита с сосуществующим оливином (форстерит 96-98) при высоких температурах и давлениях. Для аксессуарных хромитов (рис.14.36) выявлена согласованность с трендом фракционирования оливина.

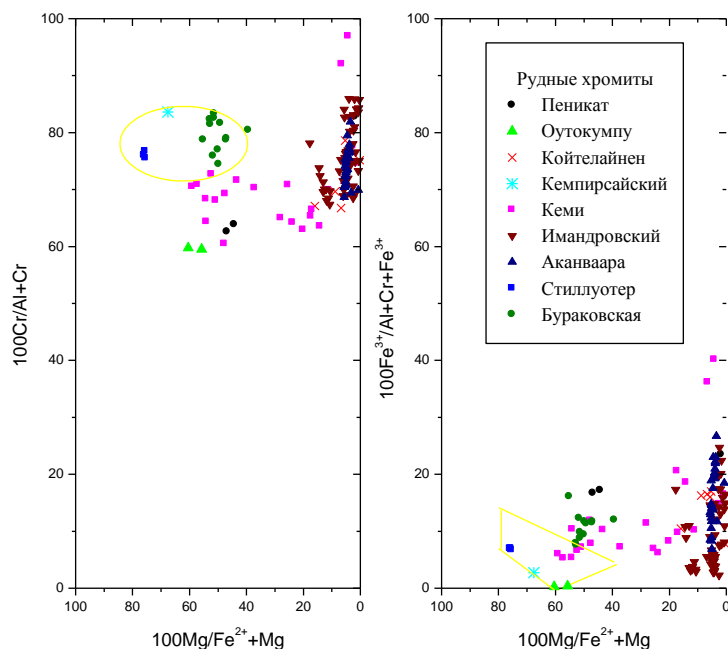


Рис.14.35. Состав рудных хромитов из различных месторождений и рудопроявлений расслоенных интрузий докембрия Балтийского щита и Северной Америки в координатах  $100Cr/Al+Cr - 100Mg/Fe^{2+}+Mg$  и  $100Fe^{3+}/Al+Cr+Fe^{3+} - 100Mg/Fe^{2+}+Mg$

Расслоенные интрузии имели низкий потенциал фугитивности кислорода, который в отличие от офиолитов, варьирует в пределах от -2 до 0. Низкие значения по железистости хромитов офиолитовой формации объясняются постоянно низким потенциалом фугитивности кислорода в расплаве - меньше -4.

Коэффициент распределения Mg и Fe между сосуществующими хромитом и оливином, детально изученный в расслоенных интрузиях, дайках, вулканитах и экспериментальных системах основного состава при различных давлениях (Roeder, Rynolds, 1991 и др.), широко используется для геотермометрии базитов и ультрабазитов. Геотермометры были предложены Е.Джексоном (Jackson, 1969), Дж.Фабри (Fabries, 1979), П.Роедером (Roeder et al., 1979) и др. В настоящее время разработан усовершенствованный геотермометр (Poustovetov, Roeder, 2001), на основе которого нами была выполнена реконструкция условий кристаллизации равновесной пары оливин-хромит для хромитовых руд и вмещающих пород Сопчеозерского месторождения.

Для анализа были выбраны незональные зерна аксессуарного и рудного хромитов, включенные в оливин или образующие с ним взаимные срастания. Проанализированы пары хромит-оливин из полосчатых (М33) и массивных богатых руд (С-1612/12.2; С-1616/343.4), из надрудных (С-1612/9.8) и подрудных дунитов (С-

1612/16.1). Для сравнения анализировались фазы в нодулярных хромититах, залегающих в зоне переслаивания оливиновых ортопироксенитов и гарцбургитов горы Кумужья (М36). Результаты расчетов приведены в табл.14.9 и на рис.14.37.

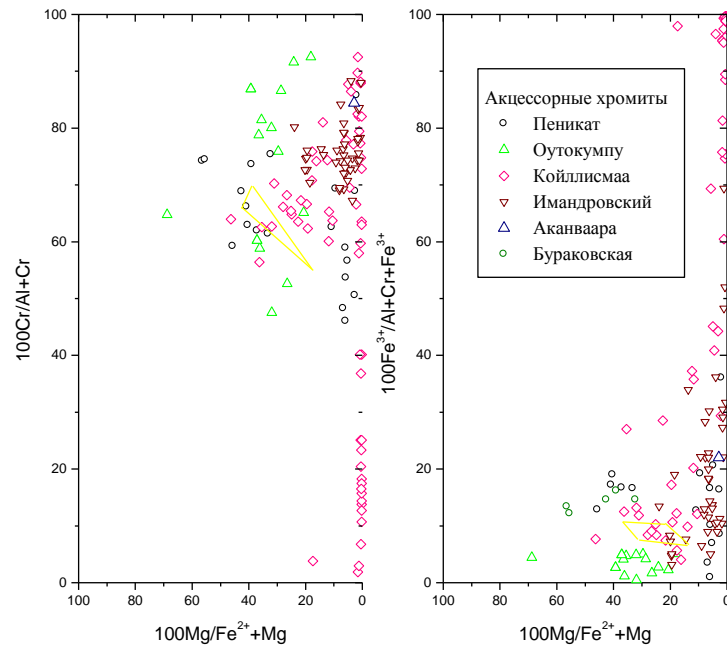


Рис.14.36. Состав акцессорных хромитов из различных месторождений и рудопроявлений расслоенных интрузий докембрия Балтийского щита в координатах  $100\text{Cr}/\text{Al}+\text{Cr}$  -  $100\text{Mg}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}$  и  $100\text{Fe}^{3+}/\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^{3+}$  -  $100\text{Mg}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}$

Таблица 14.9

Модельные температуры равновесия сосуществующих оливинов и хромитов из хромитовых руд и вмещающих пород Сопчеозерского месторождения

№ обр.	Оливин		Хромит					$K_{\text{D Mg-Fe}^{2+}}$	T, °C
	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Cr	Al	Fe <sup>3+</sup>		
М33/1	0.97	0.03	0.81	0.19	0.66	0.23	0.11	6.41	1258
М33/2	0.97	0.03	0.81	0.19	0.64	0.23	0.13	6.37	1258
С-1616/343.4-1	0.93	0.07	0.62	0.38	0.74	0.23	0.03	8.76	1225
С-1616/343.4-2	0.93	0.07	0.60	0.40	0.75	0.23	0.02	9.50	1225
С-1612/12.2-1	0.89	0.11	0.52	0.48	0.66	0.27	0.08	7.46	1179
С-1612/12.2-3	0.88	0.12	0.54	0.46	0.67	0.27	0.06	6.29	1169
С-1612/9.8-1	0.87	0.13	0.30	0.70	0.56	0.33	0.11	16.60	1163
С-1612/9.8-3	0.87	0.13	0.31	0.69	0.57	0.32	0.10	15.42	1164
С-1612/16.1-3	0.87	0.13	0.33	0.67	0.59	0.33	0.08	14.33	1163
С-1612/16.1-4	0.87	0.13	0.37	0.63	0.58	0.32	0.10	11.82	1165
М36/1	0.88	0.12	0.62	0.38	0.69	0.14	0.17	4.63	1174
М36/3	0.88	0.12	0.62	0.38	0.69	0.14	0.17	4.63	1174

ПРИМЕЧАНИЕ. М33 - полосчатая богатая руда; С-1612/12.2 и С-1616/343.4 - богатая хромитовая руда; С-1612/9.8 и С-1612/16.1 - надрудные и подрудные дуниты; М36 - нодулярный хромитит, гора Кумужья.

Значения расчетных температур колеблются от 1258 до 1163°C при точности расчета, равной  $\pm 50^\circ\text{C}$ . Анализ полученных данных позволяет выявить четко проявленную тенденцию: аксессуарные хромиты из подрудных и надрудных дунитов имеют относительно меньшие температуры по сравнению с рудными хромитами из глубокозалегающей части рудной залежи. Рудные хромиты также характеризуются разной температурой - большей из глубокозалегающей (С-1616/343.4 м) и меньшей из малоглубинной (С-1612/12.2) частей, однако эта тенденция нарушается в случае хромитов из пробы, отобранной в карьере (М33). Для последних установлена максимальная температура -  $1258^\circ\text{C}$ . Нодулярные хромиты кристаллизовались при средних значениях температур, близких к тем, которые рассчитаны для рудных хромитов из С-1612.

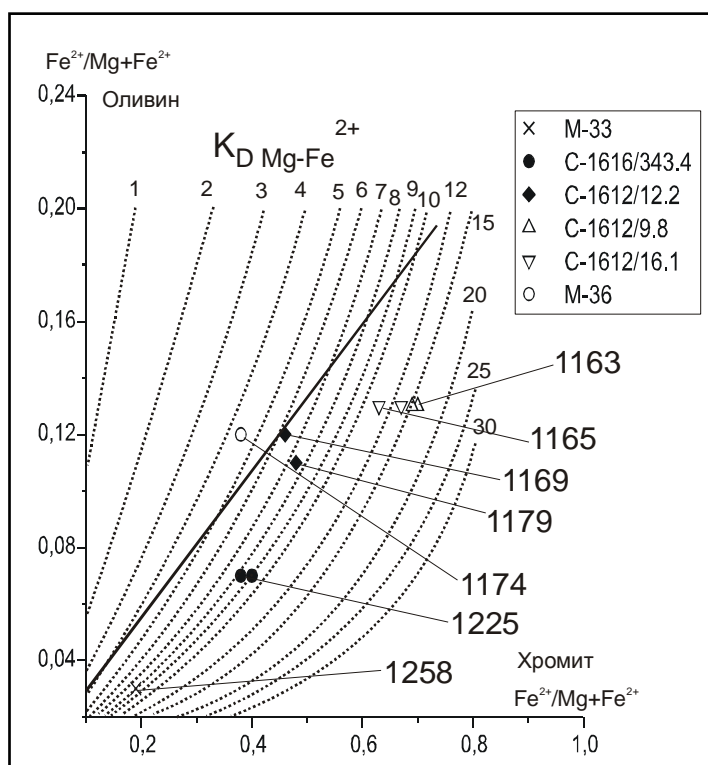


Рис.14.37. Вариации отношения  $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$  в сосуществующих хромитах и оливинах из рудных пластов и вмещающих дунитов Сопчеозерского месторождения с данными расчетных температур. Для сравнения приведены данные для нодулярных хромитов горы Кумужья (М36)



## *Генезис*

Для реконструкции генезиса Сопчеозерского месторождения к настоящему времени получены необходимые данные по его геологическому положению в общей структуре расслоенного Мончеплутона и внутренней структуре рудной залежи, возрасту вмещающих и секущих дайковых пород, взаимоотношениям разных типов руд, различающиеся по содержанию полезного компонента и структурно-текстурным особенностям, а также составу хромитов различных генераций. Эти данные позволяют надежно определить генезис хромитового оруденения как типичное сегрегационное, раннемагматическое, формирование которого происходило на ранней стадии охлаждения и кристаллизации рудно-силикатного ультраосновного расплава, обогащенного хромом. Главный объем кристаллизации и аккумуляции рудного хромита происходил одновременно с силикатной фазой - высокомагнезиальным оливином, с которым он находился в равновесном состоянии. Кристаллизация в системе, обедненной серой, при низком давлении кислорода, привела к сильному обогащению оливина рудных пластов никелем. Помимо рудного хромита, в бедных рудах присутствует ранняя фаза акцессорного хромита, а в рядовых и богатых рудах - поздняя интерстиционная фаза, однако доля их невелика. Образование вкрапленных и густовкрапленных руд происходило путем многократного, часто ритмического осаждения рудной и силикатной фаз, тогда как для сплошных руд следует предположить процесс позднемагматической перекристаллизации. Это привело к освобождению рудного хромита от примесей и к формированию мозаичной структуры. Температуры кристаллизации акцессорных и рудных хромитов различаются: кристаллизация первых происходила при относительно меньших температурах, чем вторых. Спецификой хромитов является повышенное содержание титана, который не выделялся при субсолидусном охлаждении в самостоятельную фазу за исключением случаев, когда руды были захвачены основным расплавом даек.

По завершении кристаллизации главного объема расплава вмещающие породы и руды претерпели пластические деформации, и судя по экспериментальным данным, в условиях относительно высоких температур (более 400°C) и общего давления (около 5 кбар), что привело к осложнению внутреннего строения залежи и образованию, хотя и в редких случаях, секущих взаимоотношений полосчатых и сплошных руд. Пластические деформации лучше проявлены в оливине и, в значительно меньшей степени, в ортопироксене и хромите. Наиболее четко они выражены на контакте рудной залежи и вмещающих дунитов и в пределах полосчатых руд.

В постмагматический этап первичное геологическое положение месторождения было нарушено в результате тектонических перемещений, связанных с движением блоков вдоль региональной системы разломов, разделяющих Мончеплутон и Мончетундровский массивы. Это обусловило серпентинизацию, амфиболизацию и хлоритизацию в локальных зонах и, в меньшей мере, оталькование силикатной составляющей, а также новообразование магнетита, ильменита и сульфидов.

В заключение отметим, что по своей геологической структуре, типам руд и составу рудных хромитов, Сопчеозерское месторождение является более близким к расслоенным интрузиям Восточной Карелии (Бураковская) и

Финляндии (Кеми и др.), чем к месторождениям Урала (Кемпирсай и др.), которые приурочены к офиолитовым комплексам.

## **Выводы**

На основе вышеприведенных результатов и их анализа сделаны следующие выводы.

1. Сопчеозерское месторождение, залегая в пределах Дунитового блока Мончеплутона, представляет собою линзовидно-пластовую залежь, ограниченную крутопадающими разломами и дайками различного состава.

2. По своему генезису оно является типичным раннемагматическим образованием, формирование которого обусловлено массовой кристаллизацией хромита из рудно-магматического расплава ультраосновного состава.

3. Рудная залежь обладает четко выраженной латеральной зональностью, что выражается как в составе пород (дуниты - плагиодуниты и плагиогарцбургиты), так и в составе породообразующих (оливин) и рудных (хромит) минеральных фаз.

4. Главный минерал рудной залежи - хромит является неоднородным по своему генезису и составу. Выделяются следующие типы (по мере кристаллизации): аксессуарный вмещающих пород, ранняя генерация, собственно рудный хромит, поздняя генерация и вторичный хромит. Кристаллизация рудного хромита происходила при низком давлении кислорода и дефиците серы, в условиях равновесия с высокомагнезиальным оливином, обогащенном никелем.

5. Кристаллизация равновесной пары хромит-оливин происходила при температурах от 1258 до 1163°C, при этом аксессуарные хромиты кристаллизовались при относительно меньшей, а рудные хромиты - большей температурах.

6. Первичномагматические минералы на поздне- или постмагматическом этапе испытали пластические деформации, что возможно, судя по экспериментальным данным, при повышенных температурах (более 400°C) и общего давления (более 5 кбар).

7. На постмагматическом этапе динамометаморфических преобразований породы и руды претерпели в локальных зонах серпентинизацию, амфиболизацию и хлоритизацию, и, в меньшей мере, оталькование, в течение которых произошло также новообразование магнетита, ильменита и сульфидов, включая содержащих ЭПГ.

8. По своему химическому составу хромиты Сопчеозерского месторождения наиболее близки к хромитам месторождений Карелии и Финляндии, залегающих в пределах расслоенных интрузий, но отличаются от хромитов офиолитовых комплексов Финляндии и Урала, которые имеют различный возраст - раннепротерозойский и палеозойский.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

1. На основе геологических, петрологических и высотных изотопно-геохронологических данных установлена последовательность и время формирования рудоносных интрузий базит-ультрабазитов в пределах Мончегорского рудного узла в сумийский этап раннепротерозойского тектогенеза (2.5-2.4 млрд лет).

В результате подъема и дифференциации мощного мантийного плюма в центральной части Кольского региона в течение 70-100 млн лет произошло многократное пульсационное внедрение крупных интрузий базит-ультрабазитов, несущих сульфидное, хромитовое и платинометалльное оруденение, и комагматических им дайковых и вулканогенных образований основного состава.

Рудоносный расслоенный Мончеплутон был сформирован в интервале времени 2507-2497 млн лет в результате пульсационного внедрения, кристаллизации и дифференциации расплавов, состав которых эволюционировал от ультраосновного до основного. На этой же стадии, до полного остывания пород интрузии, произошло внедрение крупных дайковых тел основного состава, а также малых интрузий, часть из которых сильно обогащена коровым материалом.

Одновременно, но в течение более продолжительного времени (2505-2450 млн лет) и на больших глубинах произошло становление крупнейшей в регионе габбронорит-анортозитовой интрузии Монче-, Чуна и Волчьих тундр (Главный хребет) без изменения типа и характеристики мантийного источника, но с сильно эволюционирующим составом магм. В последующем (около 2.0 млрд лет) породы интрузии были выведены на более высокий уровень и приведены в соприкосновение с породами Мончеплутона.

После периода эрозии и выветривания была заложена рифтогенная Печенгско-Варзугская структура, заполненная базальными конгломератами, терригенными осадками и вулканитами основного и среднего состава, составляющими нижнюю часть разреза нижекарельского комплекса.

В период 2445-2434 млн лет была сформирована крупная хромитоносная дифференцированная Имандровская интрузия в виде лополита, прорывающая как осадочно-вулканогенные породы карельского комплекса, так и породы архейского фундамента. Ее внедрение сопровождалось подплавлением кислых пород кровли с образованием мощной зоны гранофилов. Практически одновременно с ней внедрились малые дифференцированные интрузии, в составе которых преобладали дупироксеновые ультраосновные породы (гора Островская и др.). Завершается основной магматизм образованием даек монцодиоритов (2398 млн лет), секущих породы месторождения Большая Варака (Имандровский лополит).

2. Мончетундровский массив, являющийся частью габбронорит-анортозитового комплекса Главного хребта, формировался в результате внедрения и кристаллизации двух самостоятельных, последовательно внедрявшихся мантийных расплавов ультраосновного и основного (габброидного) состава. Первый представляет собою продукт высокой степени плавления, а второй - более низкой степени плавления одного и того же мантийного субстрата.

Исходные для Мончеплутона, расплавы имели наименее дифференцированный высокомагнезиальный состав, а интрузия Главного хребта образовалась из более эволюционированных мантийных расплавов. На основе изучения Sm-Nd системы установлен однотипный для них источник, характеризующейся преимущественно отрицательными значениями отношения  $\epsilon_{Nd(T)}$  соответственно от +0.29 до -2.98 и от -0.24 до -1.58.

В пределах глубинной магмопроницаемой зоны, расположенной между Мончетундровским массивом и Мончеплутонем, широко развиты мелкие интрузии ультрабазитов и многочисленные дайки основного состава. Она характеризуется сильной переработкой вмещающих пород архейского комплекса, с приближением к ней наблюдается углубление подошвы обоих массивов.

Дополнительным фактором процессов дифференциации магматических расплавов является процесс контаминации их сиалическим материалом коры. Внедрение огромных масс ультраосновного и основного составов и мощный флюидопоток привели к выплавлению гранитных расплавов из пород архейского комплекса.

3. Мончеплутон, породы и минералы которого характеризуются аномально высокими отношениями благородный газ/родительский элемент (U - He псевдовозраст достигает ~10 млрд лет, что в вдвое превышает возраст Земли) и содержат весьма высокие концентрации захваченных газов, является идеальным объектом для изучения источников и эволюции древних флюидов, захваченных и сохранившихся в газовой-жидких включениях в минеральных фазах. Соотношения радиогенных и первичных (солнечных) изотопов гелия, неона, аргона и ксенона свидетельствуют об определенных вкладах мантийного, корового и атмосферного компонентов в состав флюидов Мончеплутона. Результаты изотопного анализа гелия указывают на преимущественно коровое происхождение этого элемента во флюиде и на захват его корового и мантийного компонентов во время кристаллизационной дифференциации родительских расплавов. Время циркуляции флюида в породах земной коры до его захвата интрузивными породами в период 2.5 млрд лет тому назад оценивается в сотни миллионов лет. Несмотря на древний возраст, эволюция флюида представляется относительно простой: измеренные соотношения радиогенных и первичных изотопов благородных газов близки к «каноническим», что свидетельствует о малой роли дегазации и других процессов, приводящих к фракционированию изотопов. Изотопный состав неона, характеризующийся весьма низкими отношениями  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ , свидетельствует о формировании специфического компонента флюида среди фторсодержащих щелочных пород. Выделение богатого  $^{22}\text{Ne}$  компонента при низких температурах нагрева образцов, по-видимому, из газовой-жидких вторичных включений, позволяет выдвинуть предположение, что этот компонент сформировался и был захвачен уже после формирования Мончеплутона.

4. Под Мончетундровским массивом располагается крупное тело ультрабазитов, вскрытое глубокой структурной скважиной М-1. Оно, прорывая породы архейского комплекса, имеет четко выраженные зоны закалки норит-ортопироксенитового состава. По данным геолого-петрологического и геохимического анализа тело представляет собою фрагмент подводящего канала

для Мончеплутона или так называемые его корни. Установлено, что материнский для него магматический расплав был в значительной степени обогащен коровыми компонентами в результате контаминации вмещающих пород - гнейсов и диоритов архейского комплекса.

5. В пределах Мончегорского района широко развиты дайки различного состава и возраста. Среди них выделены дайки локального комплекса, генетически родственные интрузивным породам раннепротерозойского возраста района, и более широко развитые дайки региональных комплексов позднеархейского и раннепротерозойского (сумий, ятулий и людиковий) возрастов. Обнаружены и впервые датированы дайки габброноритов, одновозрастные и комагматические Мончеплутону.

6. Для анализа глубинного строения был выполнен расчет трехмерной плотностной модели для верхней части земной коры Мончегорского района до глубины 7 км. На основе выполненных работ установлена вертикальная мощность Мончеплутона (около 2 км), Островского (1.5-2 км) и других массивов, а также осадочно-вулканогенных пород Имандра-Варзугской зоны (не менее 4-5 км).

7. На основании петролого-минералогических, геохимических и геохронологических исследований установлено, что ультрабазиты Дунитового блока, представленные дунитами, плагиодунитами и плагиогарцбургитами, представляют собою члены расслоенной серии Мончеплутона, формирование которых не оторвано от ультрабазитов массивов НКТ и Сопчи. Ультрабазиты на постмагматическом этапе претерпели интенсивные пластические дислокации в условиях относительно высоких температур (более 400 °С) и общего давления (более 5 кбар).

8. Сопчеозерское хромитовое месторождение, залегающее в пределах Дунитового блока Мончеплутона, представляет собою линзовидно-пластовую залежь, ограниченную крутопадающими разломами и дайками разного состава. По своему генезису оно является типичным раннемагматическим образованием, формирование которого обусловлено массовой кристаллизацией хромита из рудно-магматического расплава ультраосновного состава. Рудная залежь обладает четко выраженной латеральной зональностью, что выражается как в составе пород (дуниты - плагиодуниты и плагиогарцбургиты), так и породообразующих (оливин) и рудных (хромит) минеральных фаз. Главный минерал рудной залежи - хромит является неоднородным по своему генезису и составу. Выделяются следующие типы (по мере кристаллизации): аксессуарный вмещающих пород, ранняя генерация, собственно рудный хромит, поздняя генерация и вторичный хромит. Кристаллизация рудного хромита происходила при низком давлении кислорода и дефиците серы в равновесии с оливином. Расчетные температуры кристаллизации аксессуарного и рудного хромита находятся в пределах 1258-1163°С.

9. Рудный пласт «330», залегающий в средней части разреза массива горы Сопча и сложенный относительно монотонной толщей ортопироксенитов, представляет собою уникальное геологическое образование. Его формирование обусловлено внедрением новой порции высокотемпературного магматического расплава ультраосновного состава в еще не полностью закристаллизованные породы (магматическую кашу), что обусловило резкое нарушение равновесия

физико-химических условий процесса кристаллизации, зафиксированное в составе минеральных фаз.

10. На основе обобщения, анализа и ревизии опубликованных, фондовых и собственных данных выполнена классификация сульфидных Cu-Ni и Pt-металльных месторождений и рудопроявлений Мончеплутона и прилегающих к нему территорий.

В рудах Мончеплутона установлено более 67 минералов, значительную долю их составляют минералы платиновой группы. В последние годы расширилось количество известных минеральных фаз в связи открытием малосульфидного платинометалльного оруденения в метагабброидах Вурэчуайвенч и Южно-Сопчинского участка, а также месторождения хромита в Дунитовом блоке. Установлено, что минералогия платинометалльных руд в метагабброидах значительно отличается от ранее добываемых руд жильного типа в северо-восточной части плутона (НКТ). В первых развиты не характерные для медно-никелевых руд минералы сложного состава - холлингуортит, платарсит, ирарсит, науманит и др.

В результате анализа концентраций и запасов металлов платиновой группы (МПП) и никеля в породах и рудах Мончеплутона установлено, что они имеют различный характер распределения в разрезе Мончеплутона. Так, более 95% никеля и платиноидов сосредоточено в ультраосновной части разреза плутона, однако никель (более 60 %) сосредоточен в эндоконтактовой зоне (в залежах придонных руд), а МПП (более 70%) - в зоне переслаивания ортопироксенитов и перидотитов. Отчетливо проявлена связь МПП с халькопиритовыми рудами, которые являются кристаллизационными дифференциатами сульфидного расплава. Поэтому для МПП предпочтительно использование поисковых признаков, основанных на закономерностях кристаллизационной дифференциации сульфидных расплавов.

## ЛИТЕРАТУРА

---

Анализы минералов медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Ю. Н. Яковлев, А. К. Яковлева (ред.). - Апатиты: изд. Кольского филиала АН СССР, 1983. - 324 с.

Алешунина А.Е. Минералогия богатых медно-никелевых руд месторождения Ниттис-Кумужья-Травяная // Сб. техн. информ. Гипроникеля. Л., 1949.

Арзамасцев А.А., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Глубинное строение карбонатитовых комплексов Кольского региона: геолого-геофизические данные // ДАН. - 1996. - Т. 348, № 3. - С. 349-352.

Арутюнян Л.А., Савченко А.К., Нерадовский Ю.Н. О дифференциации в магматических рудно-сульфидных системах (по экспериментальным данным): Препр. - Апатиты, 1991. - 45 с.

Арутюнян Л.А., Савченко А.К., Нерадовский Ю.Н. О дифференциации вещества при кристаллизации рудно-сульфидных расплавов // Геохимия. - 1992, № 9. - С. 1270-1281.

Атлас текстур и структур сульфидных медно-никелевых руд Кольского полуострова. Г.И.Горбунов, Ю.Н.Яковлев, Ю.А.Астафьев и др. - Л.: Наука, 1973. - 177 с.

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. - М.: Наука, 1976. - 256 с.

Бартенев И.С., Докучаева В.С. Геолого-структурные особенности и условия образования месторождения Ньюд-П // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты: изд. Кольского филиала АН СССР, 1975. - С. 144-158.

Баянова Т.Б. Последовательность формирования расслоенных перидотит-пироксенит-габброноритовых интрузий Кольского региона по изотопным данным. Автореф. канд. дис., 1992. - 22 с.

Баянова Т.Б., Левкович Н.В., Иванова Л.В. Циркон-бадделеитовая геохронологическая система в докембрийских породах Кольского региона // Материалы 9-ой молодежной научной конференции. Геология Балтийского щита и других докембрийских областей России, 17-19 апреля 1995 г. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1995. - С. 25-29.

Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Егоров Д.Г. U-Pb датирование дайкового комплекса Кировогорского месторождения (железорудная формация Кольского полуострова) // ДАН. - 1998. - Т. 360, № 5. - С. 673-675.

Баянова Т.Б., Смолькин В.Ф., Левкович Н.В. U-Pb возраст пород расслоенной интрузии г. Генеральской, Кольский полуостров // Геохимия. - 1999, №1. - С. 1-11.

Баянова Т.Б., Чащин В.В. Новые результаты радиологического датирования кислых метавулканитов кислогубской и сейдореченской свит // Материалы I Всероссийского палеовулканологического симпозиума, 20-25 авг. 2001. Петрозаводск. - 2001. - С. 16-17.

Беляев К.Д., Билибина Т.В., Богданов Ю.Б. и др. Металлогения восточной части Балтийского щита. - Л.: Недра, 1980. - 247 с.

Бибикова Е.В. U-Pb геохронология ранних этапов развития древних щитов. - М.: Наука, 1989. - 180 с.

Билибина Т.В., Афанасьева М.А., Барканов И.В. и др. Геология и металлогения щитов древних платформ СССР. - Л.: Недра, 1976. - 339 с.

Ваганов В. И., Соколов С. В. Термобарометрия ультраосновных парагенезисов. - М.: Недра, 1988. - 149 с.

Виноградов Л.А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова (Нотозерский гипербазитовый пояс) // Проблемы магматизма Балтийского щита. - Л.: Наука, 1971. - С. 147-153.

Верховский А.Б., Юргина Е.К., Шуколюков Ю.А. Элементное и изотопное фракционирование благородных газов в сэдберитах Мончегорского плутона // Геохимия. - 1984, № 11. - С. 1674-1684.

Ветрин В.Р. Геологические и геохимические возможности древних гранитоидов Кольского полуострова / С.Б. Лобач-Жученко (ред.). Естественные ассоциации серых архейских гнейсов. - Л.: Наука, 1984. - С. 113-123.

Ветрин В.Р., Баянова Т.Б., Каменский И.Л., Икорский С.В. U-Pb возраст и изотопная геохимия гелия в породах и минералах лицко-арагубского диорит-гранитного комплекса // ДАН. - 2002. - Т. 387, № 1. - С. 85-89.

Вревский А.Б., Левченко О.А. Геолого-геохронологическая шкала эндогенных процессов докембрийских комплексов центральной части Кольского полуострова // Геодинамика и глубинная структура Советской части Балтийского щита. Ф.П.Митрофанов, В.И.Болотов (ред.). Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1992. - С. 77-80.

Волошина З.М., Петров В.П., Ряженова С.А. Минеральные парагенезисы метаморфизованных интрузивов Печенгской структурной зоны // Рудогенез в метаморфических комплексах докембрия. Апатиты, 1991. - С. 69-81.

Воробьева О.А. Волчья тундра // Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, ч. 3, вып. 5. Л.: изд. АН СССР, 1933а. - С. 55-104.

Воробьева О.А. К вопросу об оруденении Волчьей тундры // Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, ч. 3, вып. 5. Л.: изд. АН СССР, 1933б. - С. 105-111.

Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова. Ф.П.Митрофанов, В.И.Пожиленко (ред.). - Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1991. - 196 с.

Галимзянова Р.М., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. и др. Происхождение и U-Pb-возраст гранофировых пород Имандровского дифференцированного интрузива (Кольский регион) // ДАН. - 1998. - Т. 363, № 6. - С. 805-807.

Галимзянова Р.М. Жильные габброидные пегматиты сульфидных месторождений и юго - западного обрамления Мончеплутона (Кольский регион) // Материалы X конференции, посвященной памяти К.О.Кратца. Геология и полезные ископаемые северо-запада и центра России. Апатиты: 1999. - С. 34 -38.

Гантимурова Т.П. Режим кислорода в системе биотитовый гранит - флюид // Материалы международной конференции к 100-летию со дня рождения Н.А.Елисева. Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород. СПб, 1998. - С. 20-21.

Генкин А.Д., Журавлев Н.Н., Смирнова Е.М. Мончеит и котульскит - новые минералы и состав майченерита // ЗВМО. - 1963. - Т. X. ХСII. - Вып. 1. - С. 33-50.

Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1:500000. Ф.П.Митрофанов (гл. ред.). Апатиты, 1996.



Герлинг Э.К. Современное состояние аргонового метода определения возраста и его применение в геологии. - М.: изд. АН СССР, 1961. - 130 с.

Герлинг Э.К., Мамырин Б.А., Толстухин И.Н., Яковлева С.С. Изотопный состав гелия в некоторых породах // Геохимия. - 1971, № 10. - С. 1209-1217.

Герлинг Э.К., Маслеников Б.А., Морозова И.М., Матвеева И.И., Васильева Ц.И. Древнейшие ультраосновные и основные породы Монче-тундры (Кольский полуостров) и новые данные по абсолютному возрасту подкорového вещества Земли // Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.-Л., 1965. - С. 35-73.

Глотов А.И., Конников Э.Г., Орсов Д.А., Веселовский Н.Н. Петрологические особенности рудного пласта Сопчи (Мончегорский плутон) в связи с платиноносностью // Тезисы регионального симпозиума. Благородные металлы и алмазы севера Европейской части России. Петрозаводск: изд. Карел. НЦ РАН, 1995. - С. 31-33.

Гончаров Ю.В. Апатит из сульфидных медно-никелевых руд Аллареченского месторождения // Материалы по минералогии Кольского полуострова. - Наука, М.-Л. - Вып. IV., 1965. - С. 58-62.

Горбачев Н.С., Каширцева Г.А. Флюидно-магматическая дифференциация базальтовых магм и магматическое сульфидообразование // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. - М.: Наука, 1986. - С. 98-118.

Горбунов Г.И., Яковлев Ю.Н., Гончаров Ю.В. и др. Никеленосные районы Кольского полуострова // Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Г.И.Горбунов, Х.Папунен (отв. ред.). - Л.: Наука, 1985. - С. 27-93.

Гроховская Т.Л., Лапутина И.П. Платиновая минерализация некоторых расслоенных интрузивов Кольского полуострова // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. - Апатиты: изд. Кольского филиала АН СССР, 1988. - С. 69-73.

Гроховская Т.Л., Шарков Е.В., Смолькин В.Ф. и др. Платиноносность расслоенного интрузива г.Генеральской (Кольский полуостров) // Платина России. - М.: Геоинформмарк. - Т. 3, кн. 2, 1999. - С. 153-161.

Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шелепина Е.П. и др. Платинометаллическая минерализация в габброноритах массива Вуручуайвенч, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. - 2000, Т. 42, № 2. - С. 147-161.

Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В., Лапина М.И., Муравицкая Г.Н., Войтехович В.С. Рудная платинометаллическая минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. - 2003. - Т. 45, № 4. - С. 329-352.

Денисова М.В. Стадийность жильного медно-никелевого оруденения массива Ниттис-Кумужья-Травяная // Изв АН СССР. - Сер. геол. - 1959, № 9 - С. 25-30.

Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л. и др. Петрология сульфидного магматического рудообразования. - М.: Наука, 1988. - 232 с.

Джексон Е.Д. Вариации химического состава сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стиллуотер // Магматические рудные месторождения. - М., 1973. - С. 43-66.

Добрецов Н.Л. и др. Породообразующие пироксены. - М.: Наука, 1971. - 454 с.

Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. - 755 с.

Докучаева В.С. Особенности строения и формирования придонной зоны Мончегорского плутона // Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып.1. Апатиты, 1970. - С. 167-173.

Докучаева В.С. Дуниты из интрузивов перидотит-габбро-норитового формационного типа в Мончегорском районе // Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова. - Апатиты, 1978. - С. 109-130.

Докучаева В.С., Жангуров А.А., Федотов Ж.А. Хромитоносный норит-габброноритовый комплекс Имандра-Варзугской структурной зоны // Магматические формации и рудоносность базит-гипербазитов Кольского полуострова. - Апатиты, 1980. С. 36-50.

Докучаева В.С., Жангуров А.А., Федотов Ж.А. Имандровский лополит - новый крупный интрузив на Кольском полуострове // ДАН СССР. - 1982. - Т.265, № 5, - С.1231-1234.

Докучаева В.С., Жангуров А.А., Федотов Ж.А. Геология и рудоносность Имандровского интрузива // Отечественная геология. - 1992, № 10. - С. 60-67.

Докучаева В.С., Ланев В.С. Юго-западная контактная зона Мончегорского плутона // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1967. - С. 30-39.

Докучаева В.С., Полежаева Л.И. Хромшпинелиды расслоенных интрузивов Мончегорского района (Кольский п-ов) // Новое в минералогии Карело-Кольского региона. - Петрозаводск, 1990. - С. 5-24.

Докучаева В.С., Федотов Ж.А., Чашин В.В. Дайковые комплексы Мончегорского района // Рои мафических даек как индикаторы эндогенного режима (Кольский полуостров). - Апатиты, 1989. - С. 26-33.

Докучаева В.С., Шолохнев В.В. Новые данные по геологическому строению массива Нюд-Поаз // Региональная геология, металлогения и геофизика. - Апатиты, 1974. - С. 88-95.

Елисеев Н.А. Мончегорский плутон // Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. - Л.: изд. АН СССР, 1953. - С. 15-40.

Елисеев Э.Н. Вкрапленное сульфидное оруденение рудного пласта Сопчи // Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. - Л.: изд. АН СССР, 1953. - С. 112-144.

Елисеев Н.А. Петрология Мончегорского плутона // Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона // Тр. ЛАГЕД АН СССР. Вып.3. - Л.: изд. АН СССР, 1956. - С. 31-75.

Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Козлов Е.К. и др. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Тр. ЛАГЕД АН СССР. - Вып. 3. - Л.: изд. АН СССР, 1956. - 328 с.

Елисеев Э.Н., Козлов Е.К. Гнездовые месторождения Мончегорского никеленосного плутона // Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона // Тр. ЛАГЕД АН СССР, Вып. 3. - Л.: изд. АН СССР, 1956. - С. 122-147.

Ефимов М.М., Докучаева В.С., Смолькин В.Ф. и др. Основные формационные типы базит-гипербазитов северо-восточной части Балтийского щита (периодизация и особенности размещения) // Петрология и критерии

рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых формаций Карело-Кольского региона. - Апатиты, 1985. - С. 3-15.

Жангуров А. А., Федотов Ж. А., Предовский А. А. и др. Интрузивные базит-гипербазиты печенгского формационного типа в Мончегорском районе / Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. - Апатиты, 1977. - С. 44-55.

Журавлев А.З., Журавлев Д.З., Костицын Ю.А., Чернышов И.В. Определение самарий-неодимового отношения для целей геохронологии // Геохимия. - 1987, № 8. - С. 1115-1129.

Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1983. - 96 с.

Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. - Л.: Наука, 1988. - 111 с.

Зак С.И., Кочнев-Первухов В.И., Проскуряков В.В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. - Петрозаводск, изд. Карел. филиала АН СССР. - 1972. - 130 с.

Зак С.И. Гипербазитовая формация Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1980. - 160 с.

Иванова Т.Н. Структура массива Ньюд-Поаз (Монче-тундра) // Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. - Л., 1953. - С. 87-111.

Иванова Т.Н., Козлов Е.К. О дифференциации в горизонтальном направлении в основных породах Мончегорского плутона // Изв. Карел. и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 3. - С. 3-14.

Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии / К.О.Кратц (ред.). - Л.: Наука, 1976. - 165 с.

Икорский С.В., Каменский И.Л. Метод дробления пород и минералов в стеклянных ампулах для изотопных исследований благородных газов // XV Симпозиум по изотопной геохимии. Тез. докладов. М., 1998. - С. 115-116.

Имандра-Варзугская зона карелид. Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А. и др. - Л.: Наука, 1982. - 280 с.

Каменский И.Л., Толстухин И.Н., Шарков И.В., Пушкарев Ю.Д. Первые результаты измерений изотопного состава гелия на однокаскадном масс-спектрометре МИ-1201 // Геохимия. - 1984, № 3. - С. 439-443.

Карпов Р.В. Пегматиты основных пород Мончетудры и связанное с ними сульфидное оруденение // Геология рудных месторождений. - 1959, № 5. - С. 74-90.

Карпов Р.В. Зональные рудоносные габбро-пегматиты Монче-тундры // Изв. вузов. Серия геология и разведка. - 1962, № 12. - С. 63-72.

Карпов Р.В. Классификация пегматитов основного состава Мончегорского плутона // Советская геология. - 1964, № 3. - С. 130-132.

Кассин Н.Г. Геологические исследования вдоль Мурманской железной дороги // Тр. Геолкома, вып. 43, 1923. - 90 с.

Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Т.Б.Баянова, В.И.Пожиленко, В.Ф.Смолькин и др. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2002. - 53 с.

Козлов Е.К. Структурный анализ массива Сопча // Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. - Л.: изд. АН СССР, 1953. - С. 59-86.

Козлов Е.К. Месторождения вкрапленных сульфидных руд // Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона // Тр. ЛАГЕД АН СССР, Вып. 3. - Л.: изд. АН СССР, 1956. - С. 76-121.

Козлов Е.К. О некоторых спорных вопросах геологического строения массива Сопчаайвенч в Монче-тундре // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 1. - 1958. - С. 7-24.

Козлов Е.К. Основные итоги изучения и перспективы открытия медно-никелевых месторождений на Кольском полуострове // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961. - С. 20-30.

Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. - Л.: Наука, 1973. - 283 с.

Козлов Е.К., Докучаева В.С., Богданов И.С. Уникальный рудный габброноритовый пегматит горы Ниттис в Мончетундре // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 3. - Апатиты, 1962. - С. 86-100.

Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С. Основной и ультраосновной комплекс Монче-Волчьих-Лосевых тундр. - Л.: Наука, 1967. - 166 с.

Козлов Е.К., Юдин Б.Н., Докучаева В.С. и др. Некоторые спорные вопросы геологии и перспективы поисков сульфидных медно-никелевых руд в Мончегорском рудном районе // Проблемы докембрия Кольского полуострова. - Апатиты, 1974. - С. 39-68.

Комаров А.Н., Сквородкин Н.В. Исследование содержания урана и его распространение в ультраосновных и основных породах с помощью аппаратуры, фиксирующей фрагменты следов деления урана // Геохимия. - 1969, № 2. - С.170-176.

Комаров А.Н., Житков А.С. Уран в породах дунит-гарцбургитовых формаций и расслоенных интрузий // Ю.А.Шуколюков, И.М.Морозов (ред.). Развитие и применение методов ядерной геохронологии. - М.: Наука, 1976. - С.225-238.

Конников Э.Г., Орсов Д.А. О природе ритмически расслоенного горизонта массива Сопча в Мончегорском плутоне // ДАН СССР. - 1991. - Т.320, № 3. - С 696-699.

Краснобаев А.А., Кузнецов В.А., Давыдов В.А. Возраст и происхождение гнейсов Челябинского комплекса // ДАН. - 1998. Т. 360, № 3. - С. 386-389.

Котульский В.К. К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений // ДАН СССР. - 1946. - Т. LI, № 5. - С. 381-383.

Кудряшов Н.М., Гавриленко Б.В., Никитин И.В. и др. Геохронологические реперы шовной зоны Колмозеро-Воронье и ее обрамления (Кольский полуостров) // Материалы III Всерос. совещания. Общие вопросы расчленения докембрия. Тез. докладов. Апатиты, 2000. - С. 125-127.

Кудряшов Н.М., Балаганский В.В., Апанасевич Е.А., Рюнгенен Г.И. U-Pb возраст габброноритов массива Жемчужный: следствия для палеопротерозойской истории развития Беломорского подвижного пояса // Геохимия. - 1999, № 3. - С. 324-327.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. - М.: Недра, 1964. - 367 с.

Куплетский Б.М. Геолого-петрографическая характеристика Чунатундры на Кольском полуострове // Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова. Ч. 3. Вып. 5. - Л., 1933. - С. 5-53.

Куплетский Б.М. Ультраосновные породы Мончетундры // Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, ч. 4, вып. 7. - М.-Л., 1935. - С. 5-62.

Курочкин М.Г. Обогащение хромитовых руд. - Новосибирск: Наука, 1988. - 141 с.

Лабунцов А.Н. Отчет о геохимических поисковых обследованиях в районе Тахтарвумчорра в Чунагундре в 1930 г. // Хибинские апатиты. - Л., 1932. - Т. II. - С. 367-370.

Лиферович Р.П., Баянова Т.Б. Цагинский массив: геохимические особенности, возрастные данные // 9 Конф. Геология Балтийского щита и других докембрийских областей России. Апатиты, 1995. - С. 25-30.

Лялин П.В. Возможное положение рудоподводящего канала на месторождении Ниттис-Кумужья // Сб. техн. информ. Гипроникеля. Л., 1951.

Лялин П.В. Взаимоотношение рудных жил с тектоническими нарушениями и дайками на примере Мончегорского медно-никелевого месторождения // Советская геология. - 1956, № 53. - С. 51-63.

Магматические формации СССР. Т.1. В.Л.Масайтис, В.Н.Москалева, Н.А.Румянцева и др. - Л.: Недра, 1979. - 176 с.

Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Кн. 2. К.А.Шуркин (отв. ред.). В 3 книгах. - М.: Недра, 1980. - 283 с.

Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. И.В.Бельков (ред.). - Л.: Наука, 1985. - 176 с.

Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. В.Ф.Смолюкин, Ф.П.Митрофанов, А.А.Аведисян и др. - Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1995. - 256 с.

Макаров В.Н. К минералогии биотитов из пегматитовых и рудных жил Мончи // Материалы по минералогии Кольского полуострова, 1968. - Вып. 6. - С.10-14.

Малахов И.А. Состав хромшпинелидов из базитов и ультрабазитов западного склона Урала // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск. Тр. ИГиГ, 1979. - Вып. 151. - С. 95-109.

Мамырин Б.А., Толстихин И.Н., Ануфриев Г.С., Каменский И.Л. Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах // ДАН СССР. - 1969. - Т. 184, № 5. - С. 1197-1199.

Маслеников В.А. Рудные бластомилониты в сульфидных жилах Мончетундры // Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. - М.- Л.: изд. АН СССР, 1953. - С. 144-157.

Маслеников В.А. Сульфидные жилы массива Ниттис-Кумужья-Травяная // Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Тр. ЛАГЕД АН СССР, Вып. 3. Л.: изд. АН СССР, 1956. - С. 148-221.

Маракушев А.А. Происхождение месторождений платиновых металлов и экспериментальное моделирование // Платина России. - Т. 2, Кн. 2. М.: Геоинформмарк, 1995. - С. 49-63.

Материалы III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия». 13-17 июня 2000 г. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2000. - 315 С.

Металлогения Карелии. С.И. Рыбаков, А.И. Голубев (ред.). Петрозаводск: изд. Карел. НЦ РАН. 1999. - 340 с.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. - М.: Недра, 1976. - 279 с.

Минеральные месторождения Кольского полуострова. Г.И.Горбунов (ред.). - Л.: Наука, 1981. - 272 с.

Миц М.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Трехмерная модель геологического строения верхней коры района Кольской сверхглубокой скважины и сопредельных территорий Кольского полуострова // Геотектоника. - 1994, № 6. - С. 3-22.

Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // ДАН. - 1993. - Т. 331, № 1. - С. 95-98.

Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Баянова Т.Б. и др. Кольская платинометаллическая провинция: новые данные. // Платина России. Сб. научн. трудов. Т. III, кн. 1. - М.: АО Геоинформмарк, 1999. - С. 43-52.

Митрофанов Ф.П., Жангуров А.А., Федотов Ж.А. и др. Перспективы платиноносности Имандровского расслоенного интрузива // Платина России. Т. II, кн. 2. М.: АО Геоинформмарк, 1995. - С. 26-41.

Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф., Шаров Н.В. Основные черты геологического строения северо-востока Балтийского щита // Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. - М.: МФ ТЕХНОНЕФТЕГАЗ, 1998. - С. 7-34.

Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Дистлер В.В., и др. Кольский регион - новая платинометаллическая провинция // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. - М.: Наука, 1994а. - С. 65-79.

Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Балабонин Н.Л. и др. Кольская платиноносная провинция // Платина России. Проблема развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. - М.: АО Геоинформмарк, 1994б. - С. 66-77.

Мокрушин А.В., Смолькин В.Ф. Сравнительный анализ рудного и аксессуарного хромита из раннепротерозойских расслоенных интрузий Кольского п-ва, Карелии и Финляндии // Материалы XIII молодежной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца, 2002 г. Геология и геоэкология: исследования молодых. - Апатиты, 2002. - С. 79-83.

Мурашов Д.Ф., Егорова-Фурсенко Е.Н., Харитонов Л.Я. Верхнепротерозойские никеленосные интрузии основных и ультраосновных пород Волчьих, Монче- и Чуна-тундр // Геология СССР. Т. XXVII, Ч. 1. - М.: Госгеотехиздат, 1958. - С. 277-288.

Нивин В. А., Чащин В. В. Особенности газовой составляющей базит-гипербазитных комплексов Кольского полуострова в связи с их никеленосностью // Геология рудных месторождений, 1996. - Т. 38, № 4. - С. 378-380.

Нерадовский Ю.Н., Рундквист Т.В., Галкин А.С., Климентьев В.Н. К проблеме платиноносности рудного "пласта-330" г.Сопча и его промышленного использования (Мончеплутон) // Вестн. МГТУ. Тр. Мурманского гос. техн. Университета, 2002. - Т. 5, № 1. - С. 85-91.

Новые данные по геохронологии и геохимии изотопов докембрия Кольского полуострова: Препр.. Ч. 1 / Ф.П.Митрофанов, Ю.А.Балашов (ред.). - Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1990. - 35 с.

Новиков Д.Д., Икорский С.В., Смолькин В.Ф., Каменский И.Л. Изотопный состав и концентрации гелия в породах Мончегорского района // Материалы XIII молодежной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца, 2002 г. Геология и геоэкология: исследования молодых. - Апатиты, 2002. - С. 89-93.

Образцова З.А. Структурно-петрологический очерк массива Ниттис-Кумужья-Травяная в Монче-гундре // Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. - М.-Л.: изд. АН СССР, 1953. - С. 41-58.

Орсоев Д.А., Реженова С.А., Богданова А.Н. Сопчеит  $Ag_4Pd_3Te_4$  - новый минерал из медно-никелевых руд Мончегорского плутона // ЗВМО. - 1982, ч. 111. - Вып. 1. - С. 114-117.

Орсоев Д.А., Конников Э.Г., Загузин Г.Н. Оруденение перидотитового пласта г.Сопча в Мончегорском районе // ЗВМО. - 1994, ч. СХХIII, № 3. - С.26-40.

Павловский В.И., Галичанина Л.Д., Иванов Г.А., Гринченко Б.М. Новые данные о строении юго-восточной части Мончегорского рудного района // Геофизические исследования северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: изд. Кольского филиала АН СССР, 1976. - С. 36-44.

Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришин Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматогенных рудных месторождений. - М.: Недра. 1979. - С. 5-78.

Паничев А.А. Возможности использования хромитовых руд местных локальных месторождений в черной металлургии восточного Оренбуржья // Обогащение руд. - 1998, № 6. - С. 5-24.

Петров В.П., Волошина З.М., Латышев Л.Н., Ряженова С.А. Новые данные о метаморфизме супракрустальных образований Приимандровского района и их геологическое значение // Геология докембрия Кольского полуострова. - Апатиты, 1984. - С. 58-78.

Персиков Э.С., Бухтияров П.Г., Польский С.Ф., Чехмир А.С. Взаимодействие водорода с магматическими расплавами // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. - М.: Наука. 1986. - С. 48-69.

Перчук Л.Л. Равновесия порообразующих минералов. - М.: Наука, 1970. - 390 с.

Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермометры // ДАН СССР. - 1977, Т. 233, № 6. - С. 1196-1199.

Пожиленко В.И., Баянова Т.Б., Богачев В.А. и др. Соотношение и возраст арваренчской и кукшинской свит (г.Арваренч, Кольский регион, Балтийский щит) // Тез. III Всерос. совещания. Общие вопросы расчленения докембрия. - Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2000. - С. 215-218.

Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. - Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2002. - 359 с.

Попов Б.А. Об экспедиции на Кольский полуостров в 1901 г. // Зап. Минер. Общ. СПб. - 1902, ч. 40. - Вып. 1.

Прасолов Э.М. Избыток Ag в газовой-флюидных включениях в минералах и породах // Ю.А. Шуколюков, И.М. Морозов (ред.). Развитие и применение методов ядерной геохронологии. - М.: Наука, 1976. - С. 153-176.

Прасолов Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. - Л.: Недра, 1990. - 283 с.

Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. - Л.: Наука, 1990. - 216 с.

Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1978. - 136 с.

Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А. и др. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита м-ба 1:500000. - Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1994. - 95 с.

Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликов В.С., Куликова В.В. Петрография и Sm-Nd возраст дифференцированного потока коматиитовых базальтов Ветреного пояса (Балтийский щит) // Геохимия. - 1991, № 5. - С. 625-635.

Рундквист Д.В., Соколова В.Н. Зональность оруденения Мончегорского медно-никелевого месторождения // ЗВМО. - 1978, ч. CVII. - Вып. 6. - С. 633-649.

Рутштейн С.М. Геологическое строение и оруденение для трех основных массивов Мончегундры // Хибинские апатиты, ч. VI. - Л.: ОНТИ ВСНХ, 1933. - С. 168-175.

Рутштейн С.М. Новые данные о медно-никелевых месторождениях Мончегундры // Изв. Лен. Геол.-гидрогеод. треста. Вып.1. - Л., 1934.

Саргсян Г.О., Арутюнян Л.А., Савченко А.Н., Нерадовский Ю.Н. О температурах кристаллизации сульфидных ассоциаций медно-никелевых руд // Геология рудных месторождений. - 1988, № 2. - С. 95-99.

Свириденко Л.П., Светов А.П., Голубев А.И. и др. Эволюция докембрийского магматизма. - Л.: Наука, 1984. - 253 с.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / Н.В.Шаров (отв. ред.). - Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1997. - 226 с.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион, ч. I / Н.В.Шаров (отв. ред.). - Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1998. - 237 с.

Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Лампрофиры в разрезе вулканогенных пород раннедокембрийской Печенгской структуры, Кольский полуостров // Петрология. - 1999. - Т. 7, № 3. - С. 299-315.

Смолькин В.Ф. Петрология Пильгуйярвинского рудоносного интрузива (Печенга) // Деп. рук. ВИНТИ, № 2114-77. - Апатиты: изд. Кольского филиала АН СССР, 1977а. - 261 с.

Смолькин В.Ф. О формационной принадлежности интрузивов печенгского никеленосного комплекса // Изв. АН СССР. Серия геол., 1977б, № 7. - С. 60-68.

Смолькин В.Ф. Об упорядочении номенклатуры шпинелидов на основе диаграммы состава // Новые данные о минералах Кольского полуострова. - Апатиты: изд. Кольского филиала АН СССР, 1979. - С. 25-33.

Смолькин В.Ф., Балашов Ю.А., Хански Е., Хухма Х., Ваасйоки М., Уокер Р. Изотопный возраст ферропикритовой вулканоплутонической ассоциации Печенгской зоны // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. М.: Наука, 1993а. - С. 56-73.

Смолькин В.Ф. Кольская (Печенга-Варзугская) рифтогенная система // А.Д. Щеглов (ред.). Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. - СПб.: Недра, 1993б. - С. 24-63.

Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. - СПб.: Наука, 1992. - 278 с.

Смолькин В.Ф. Магматизм раннепротерозойской (2.5-1.7 млрд. лет) палеорифтогенной системы. Северо-запад Балтийского щита // Петрология. - 1997. - Т. 5, № 4. - С. 394-411.

Смолькин В.Ф. Магматические формации базит-ультрабазитов докембрия северо-востока Балтийского щита как индикаторы эндогенных



режимов // Тез. докладов. II петрографическое совещание. - Сыктывкар. - 2000. - С. 112-114.

Смолькин В.Ф. Соотношение плюмового магматизма и внутриконтинентального рифтогенеза в палеопротерозое в период 2.5-2.4 млрд лет (Кольский регион) // Мантийные плюмы и металлогения. Материалы Международного симпозиума, 4-7 сентября 2002 г., Петрозаводск. Петрозаводск-Москва, 2002. - С. 230-233.

Смолькин В.Ф. Кольско-Норвежская провинция. Ранний протерозой // В.А.Глебовицкий (отв. ред.). Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2003. - С. 50-100.

Смолькин В.Ф., Балашов Ю.А., Хански Е., Хухма Х., Ваасйоки М., Уокер Р. Изотопный возраст ферропикритовой вулcano-плутонической ассоциации Печенгской зоны // Изотопное датирование эндогенных рудных формации. - М.: Наука, 1993. - С. 56-72.

Смолькин В.Ф., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. и др. Мантийный плюмовый магматизм в раннем протерозое (2.5 млрд. лет), Кольский полуостров // XVI симпозиум по геохимии изотопов им. академика А.П.Вернадского, 20-23 ноября 2001 г. Тез. докладов. - М., 2001. - С. 230-231.

Смолькин В.Ф., Баянова Т.Б., Федотов Ж.А. Рудоносные базит-ультрабазиты Печенгско-Аллареченского района, Кольский регион: изотопное датирование // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Тез. докладов II Российской конференции по изотопной геохронологии, 25-27 ноября 2003 г. - СПб., 2003. - С. 25-28.

Смолькин В.Ф., Даин А.Д. Габбро-верлитовая формация Имадра-Варзугской зоны карелид // Советская геология. - 1985, № 12. - С. 94-105.

Смолькин В.Ф., Пахомовский Я.А. Парагенезис оливин-хромшпинелид в ультрамафитах Печенги и его петрогенетическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1985, № 4. - С. 57-73.

Соколова В.Н. Новые данные о геологическом строении интрузивного комплекса Монче-Чуна-Волчьих тундр (Кольский полуостров) // Советская геология. - 1976, № 6. - С. 100-111.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. - Л.: Наука, 1981. - 216 с.

Толстихин И.Н., Докучаева В.С., Каменский И.Л. Ювенильный гелий в древних породах. Гелий, аргон, уран и калий в Мончегорском плутоне (Кольский полуостров) // Геохимия. - 1991, № 8. - С. 1146-1158.

Толстихин И.Н., Каменский И.Л., Шарков И.В. и др. Изотопы легких инертных газов в карбонатах Кольского полуострова. - Апатиты: изд. Кольского филиала АН СССР, 1985. - 42 с.

Толстихин И.Н., Прасолов Э.М. Методы исследования изотопов благородных газов из микровключений в породах и минералах // Н.П.Ермаков, А.Б.Ксетчиков (ред.), Исследования минералообразующих растворов и расплавов путем изучения включений в минералах, т. XIV. - М.: Мингео СССР, 1971. - С. 86-98.

Траскин В.Ю., Арутюнян Л.А., Савченко А.Н., Нерадовский Ю.Н. О смачивающей способности сульфидов и подвижности сульфидных расплавов // Геохимия. - 1988, № 3. - С. 418-424.

Федотов Ж.А., Амелин Ю.В. Постсвекофеннские дайки долеритов Кольского региона: двойственная природа кратонного магматизма // Вестн. МГТУ. Тр. Мурманского гос. техн. университета. - 1998. - Т. 1, № 3. - С. 33-41.

Федотов Ж.А., Федотова М.Г. Корреляция дайковых образований Печенгского и Центрально-Кольского районов // Рои мафических даек как индикаторы эндогенного режима (Кольский полуостров). - Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1989. - С. 5-16.

Ферсман А.Е. Проблема Мончетундры. Путеводитель по Хибинским тундрам. - Л.: изд. АН СССР, 1932а.

Ферсман А.Е. Сульфидные месторождения Мончегубы и магнетиты Мончетундры // Хибинские апатиты, Т. II. - Л.: ОНТИ ВСНХ, 1932б. - С. 381-391.

Филатова В.Т. Объемная модель Мончегорского рудного района на основе гравиметрических данных // Отечественная геология. - 1995, № 10. - С. 65-72.

Френкель М.Я. Тепловая и химическая динамика дифференциации базитовых магм. - М.: Наука, 1995. - 239 с.

Фонарев В.И. Минеральные равновесия железистых формаций докембрия (экспериментальные, термодинамические и петрологические данные). - М.: Наука, 1987. - 296 с.

Фриш Т., Джексон Г., Глебовицкий В.А. и др. U-Pb геохронология циркона Колвицкого габбро-анортозитового комплекса, южная часть Кольского полуострова, Россия // Петрология. - 1995. - Т. 3, № 3. - С. 248-254.

Химические анализы пород базит-гипербазитовых комплексов докембрия Кольского полуострова / Г.И.Горбунов (отв. ред.). - Апатиты: изд. Кольского филиала АН СССР, 1982. - 215 с.

Холмов Г.В. Основные вопросы геологии и направления поисковых работ в Мончегорском никеленосном районе // Сб. техн. информ. Гипроникеля, № 6. - Л., 1956.

Холмов Г.В. Современные представления о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова // Тр. научно-исслед. и проектного ин-та Гипроникеля. - Вып. 3, 1958.

Холмов Г.В., Шильников Д.А. Новые данные о геологических условиях залегания и минералогии сульфидных медно-никелевых руд месторождения Ниттис-Кумужья // Сб. техн. информ. Гипроникеля, № 6. - Л., 1951.

Холмов Г.В., Шолохнев В.В. Сравнительная характеристика жильных сульфидных медно-никелевых месторождений Мончегорского плутона (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений. - 1974, № 1. - С. 18-27.

Царицын Е.П. Состав аксессуарных и рудных хромшпинелидов в гипербазитах // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск. Тр. ИГИГ, 1979. - Вып. 151. - С. 83-95.

Чашин В.В. Типохимические особенности породобразующих минералов интрузий клинопироксенит-верлитовой формации Мончегорского района // ЗВМО. - 1991, № 6. - С. 23-39.

Чашин В.В. Особенности химического состава породобразующих минералов клинопироксенит-верлитовой формации Кандалакшского района (Кольский полуостров) // ЗВМО. - 1993, № 6. - С. 20-31.

Чашин В.В. Петрология клинопироксенит-верлитовой формации Кольского полуострова. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. - СПб. 1996а. - 16 с.

Чащин В. В. Составы амфиболов из интрузий некоторых магматических формаций Кольского полуострова // ЗВМО. - 1996б, № 1. - С. 55-65.

Чащин В. В. Геохимические особенности интрузий клинопироксенит-верлитовой формации Кольского полуострова // Геохимия. - 1998, № 4. - С.350-361.

Чащин В.В., Галкин А.С., Озерянский В.В., Дедюхин А.Н. Сопчезерское месторождение хромитов и его платиноносность. Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. - 1999. - Т. 41, № 6. - С. 507-515.

Челищев Н.Ф. О двух генетических группах пегматитов Мончегорского плутона // Редкие элементы в пегматитах. Тр. ИМГРЭ АН СССР, Вып. 3, 1962. - С. 249-263.

Челищев Н.Ф. Некоторые особенности формирования Мончегорского плутона и место пегматитов в этом процессе // Новые данные по геологии и геохимии и генезису пегматитов. - М.: Наука, 1965. - С. 320-333.

Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). - Томск: Чародей, 2001. - 214 с.

Чирков И.Н. Минералогия Мончетундры // ДАН СССР. - 1939. - Т. 25, № 2.

Чистякова С.Ю., Баянова Т.Б., Гоголь О.В., Деленицин А.А. Вариации  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношений по разрезу тела магнетитового габбро в расслоенном интрузиве Западно-Панских тундр (Кольский полуостров) // Материалы II Всерос. совещания. - Т. IV. Сыктывкар, 2000. - С. 353-355.

Шарков Е.В. О формационной характеристике интрузии габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта Мончи и Мончегорского плутона (Кольский полуостров) // Проблемы магматизма Балтийского щита. Материалы регион. петрограф. совещания. - Л., 1971. - С. 153-158.

Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. - Л.: Наука, 1980. - 184 с.

Шарков Е.В. Происхождение пегматитовых и жильных образований расслоенных интрузивов // ЗВМО. - 1981. - Вып. 2. - С. 135-144.

Шарков Е.В. «Критический горизонт» Мончегорского плутона - дополнительная интрузивная фаза // ЗВМО. - 1982, ч. СХ1. - Вып. 6. - С. 656-664.

Шарков Е.В. Анортозитовые ассоциации Кольского полуострова // Анортозиты Земли и Луны. - М.: Наука, 1984. - С. 5-61.

Шарков Е.В. Происхождение критических зон крупных расслоенных интрузивов // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. - М.: Наука, 1994. - С. 35-48.

Шарков Е.В., Богатиков О.А. Петрологические аспекты механизмов концентрирования платиноидов в магматическом аспекте (на примере расслоенных интрузивов) // Платина России. - М.: Геоинформмарк, 1999. - Т. 4. - С. 152-169.

Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Чистяков А.В. и др. Геология и металлогения Мончегорского расслоенного рудоносного комплекса // Д.А.Додин, В.С.Сурков (ред.). Российская Арктика. Геологическая история. Минералогия. Геоэкология. - СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. - С. 485-494.

Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Беляцкий В.Б. и др. Время формирования Мончетундровского разлома (Кольский полуостров) на основе изотопных Sm-Nd и Rb-Sr анализов метаморфических парагенезисов // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Тез. докладов II

Росс. конференции по изотопной геохронологии, 25-27 ноября 2003 г. - СПб, 2003. - С. 40-43.

Шкарбатов А.И., Богданов В.И., Сорокина И.И. Глубинное строение района Монче-Чуна-тундр по геофизическим данным // Вопросы разведочной геофизики, Вып.4, Л.: Недра, 1964. - С. 93-102.

Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии (на примере северо-восточной части Балтийского щита). И.Д.Батиева, А.Н.Виноградов (ред.). - Апатиты: изд. Кольского филиала АН СССР, 1991. - 198 с.

Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. - Л.: Наука, 1980. - 169 с.

Юдин Б.А. Клинопироксенит-верлитовая формация Кольского полуострова и ее металлогения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982, № 10. - С. 18-28.

Юшко-Захарова О.Е., Черняев Л.А. Висмутид палладия из мончегорских руд // ДАН СССР, 1966а. - Т. 170, № 1. - С. 183-185.

Юшко-Захарова О.Е., Черняев Л.А. О составе и свойствах нигглиита из медно-никелевых руд Мончегорского месторождения // ДАН СССР, 1966б. - Т. 170, № 5. - С. 1164-1173.

Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. - М.: Недра, 1975. - 248 с.

Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Нерадовский Ю.Н. и др. Минералогия медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1981. - 352 с.

Яковлев Ю.Н., Докучаева В.С. Платинометалльное оруденение Мончегорского плутона // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. - М.: Наука, 1994. - С. 79-86.

Яковлев Ю.Н., Докучаева В.С., Свяженинов Ф.И. Мончегорский район - рудная база цветной и платинометалльной промышленности XXI в. // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. Сб. научных трудов, т. III. - М.: АО Геоинформмарк, 1999. - С. 161-172.

Alapieti T.T. The Koillismaa layered igneous complex, Finland - its structure, mineralogy and geochemistry, with emphase on the distribution of chromium. Geol. Surv. Finland, Bull. 319. - 1982. - 116 p.

Alapieti T.T., Filen B.A., Lahtinen J.J., Lavrov M.M., Smolkin V.F. Voitsekhovskiy S.N. Proterozoic layered intrusions in the Northeastern part of the Fennoscandian Shield // Miner. Petrol. - 1990. - V. 42. - P. 1-22.

Alekseev N.L., Zinger T.F., Belyatsky B.V., Balagansky V.V. Age of crystallisation and metamorphism of the Pezhostrov gabbro-anortosites, northern Karelia, Russia // Svekalapko Workshop. Abstracts. Lammi, Finland, 2-5.11.2000. - P.3.

Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. - 1995. - V. 75. - P. 31-46.

Amelin Yu.V., Semenov V.S. Nd and Sr isotope geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the evolution of Paleoproterozoic continental mafic magmas. Contrib. Mineral. Petrol. - 1996. - V.124. - P. 255-272.

Arima M., Edgar A.D. Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin // Contrib. Mineral. Petrol. - 1981. - V. 77. - P. 288-295.

Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on the archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity. - 1992. - P. 13-34.

Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian Res. - 1993. - V. 64, № 1-4. - P. 197-205.

Ballentine C.J., Burnard G.B. Production, release and transport of the noble gases in the continental crust // D.Porcelli, C.J.Ballentine, R. Wieler (Eds.). Noble gases in geochemistry and cosmochemistry. Mineral. Soc. Amer. - 2002. - V. 47. - P. 481-538.

Bayanova T.B., Balashov Yu.A. Geochronology of Paleoproterozoic layered intrusions and volcanites of the Baltic Shield // Geology of the Eastern Finnmark-Western Kola Peninsula region. Spec. Publ. 7. 1995. - P. 75-80.

Bayanova T.B., Galimzyanova R.M., Fedotov G.A. Evidence of the multiphase complex history of the Imandra lopolith // Svekalapko. Europrobe project. 6<sup>th</sup> Workshop. Abstracts. Lammi, Finland. University of Oulu. 29.11-2.12. - 2001. - P. 7.

Bayanova T.B., Vetrin V.R., Levkovich N.V., Apanasevich E.A. A late Archean age of the Ponoj alkaline granite massif, Kola Peninsula, Russia // SVEKALAPKO an EUROPROBE project. 2nd Workshop. Lammi, Finland, 27-30.11.1997. Abstracts. University Oulu, Dep. Geophysics, Report № 22. - 1998a. - P. 11.

Bayanova T.B., Yegorov D.G., Nikitin I.V. et al. U-Pb evidence for ore deposits of the Main Near-Imandra zone, Kola Peninsula, Russia // COPENA conference. The Archean-Proterozoic transition in the northern Wyoming province - crustal genesis, evolution and cratonization. Bozeman, Usa, July. Montana State University, Bozeman. - 1998b.

Best M.G. Mantle-derived amphibole within inclusions in alkalic-basaltic lavas // J. Geophys. Res. - 1974. - V. 79, № 14. - P. 2107-2113.

Bhattacharja S., Smith C.H. Flowage differentiation // Science, 1964. - V. 145, № 3628. - P. 150-153.

Bhattacharja S. Mechanics of flow differentiation in ultramafic and mafic sills // J. Geol. 1967. - V. 75, № 1. - P.101-128.

Birck J.L., Allegre C.J. 87Rb - 87Sr systematics of Mutsche Tundra mafic pluton (Kola Peninsula, USSR) // Earth Planet. Sci. Letters. - 1973. №20. - P. 266-274.

Blundy J.D., Holland T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. - 1990. - V. 104. - P. 208-224.

Brey G.T., Köhler T. Geothermobarometry in four phase lherzolites, part II: new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol. - 1990. - V. 31. - P. 1353-1378.

Cabri L.J. The Platinum-Group Minerals.// L.J.Cabri (Ed.). The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Special. - 2002. - V. 54. - P. 13-129.

Chistykov A.V., Sharkov E.V., Belyatsky B.V. The largest European Early Paleoproterozoic layered complex Burakovsky (Southern Karelia, Russia) as a combination of two intrusions of different ages: evidence from petrological and isotopic data // SVEKALAPKO An EUROPROBE Project. 4th Workshop, Lammi, Finland, 18-21.11.1999. Abstracts. Institute of Geosciences, Oulu, Finland. - 1999. - P.17.

- De Paolo D.J., Wasserburg G.J. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns // *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 1979. - V. 43, № 2. - P. 615-627.
- Dedeev A.V., Khashkovskaya T.N., Galkin A.S. PGE Mineralization of the Monchegorsk Layered Mafic-Ultramafic Intrusion of the Kola Peninsula // L.J.Cabri (Ed.). *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements.* Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Special. - 2002. - V. 54. - P. 569-577.
- Dokuchaeva V.S., Yakovlev Yu.N. Monchegorsk pluton // F.P.Mitrofanov (Ed.). *Kola belt of layered intrusions.* Apatity. - 1994. - P. 42-70.
- Ellis D.J. Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of the deep crust // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1980. - V. 74. - P. 201-210.
- Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contrib. Miner. Petrol.* - 1979. - V. 69, № 4. - P. 329-336.
- Fedotov Zh.A., Amelin Yu.V. Dyke magmatism in the Kola Peninsula as reflecting proterozoic activity of the Belomorian mobile zone adjacent to stable megablocks // *International symposium IGSP Project 257 "Precambrian dyke swarms"*. Abstracts. Petrosavodsk. - 1992. - P. 20-22.
- Finnerty A.A., Boyd F.R. Pressure-dependent solubility of calcium in forsterite coexisting with diopside and enstatite // *Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst.* - 1978. - P. 713-717.
- Gasparic T., Newton R. C. The reversed aluminium contents of orthopyroxene in equilibrium with spinel and forsterite in the system MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1984. - V. 85. - P. 186-196.
- Graham D. W. Noble gas isotope geochemistry of mid-ocean ridges and ocean island basalts: characterization of mantle source reservoirs // D.Porcelli, C.J.Ballentine, R.Wieler (Eds.). *Noble gases in geochemistry and cosmochemistry.* Mineral. Soc. Amer. - 2002. - V. 47. - P. 247-318.
- Hammarstrom J. M., Zen E-an. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer // *Am. Mineral.* - 1986. - V. 71. - P. 1297-1313.
- Herzberg C. T., Chapman N. A. Clinopyroxene geothermometry of spinel-lherzolites // *Am. Mineral.* - 1976. - V. 61. - P. 626-637.
- Huhma H., Clift R.A., Perttunen V., Sakko M. Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: The Perapohia schist belt in Northern Finland // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1990. - V. 104. - P. 369-379.
- Huhma H., Mutanen N., Hanski E. et al. Sm-Nd isotopic evidence for contrasting sources of the prolonged Paleoproterozoic mafic-ultramafic magmatism in Central Finnish Lapland // *Program and Abstracts. IGCP Project 336 symposium in Rovaniemi, Finland, August 21-23, 1996.* University of Oulu, Publ. 33. - 1996a. - P. 17.
- Huhma H., Smolkin V.F., Hanski E.J., Fedotov Zh.A. Sm-Nd isotope study of the Nyasyukka dyke complex in the northern Pechenga area, Kola Peninsula, Russia // *Program and Abstracts. IGCP Project 336 Symposium in Rovaniemi, Finland, August 21-23, 1996.* University of Turku, Publ. 33. - 1996b. - P. 57-58.
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K. et al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // *Am. Mineral.* - 1987. - V. 72. - P. 231-239.

Honda M., Patterson D.B. Systematic elemental fractionation of mantle-derived helium, neon and argon in mid-oceanic ridge glasses // *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 1999. - V. 63, № 18. - P. 2863-2874.

Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I: Theory // *Can. J. Earth Sci.* - 1965. - V. 2. - P. 648-672.

Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Pt. 2. Petrologic applications // *Can. J. Earth Sci.* - 1967. - V. 4. - P. 71-103.

Irvine T.N. Crystallization sequences of the Muskox intrusion and other layered intrusions - II. Origin of chromitite layerers and similar deposits of other magmatic ores // *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 1975. - V. 39. - P. 991-1020.

Jackson E.D. Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromite zones of the Stillwater Complex // *Econ. Geol. Monogr.* - 1969. - V. 4, № 4. - P. 41-71.

Johnson M.C., Rutherford M.J. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks // *Geology.* - 1989. - V. 17. - P. 837-841.

Kamensky I.L., Tolstikhin I.N., Vetrin V.R. Juvenile helium in ancient rocks: I.  $^3\text{He}$  excess in amphiboles from 2.8 Ga charnokite series - Crust-mantle fluid in intracrustal magmatic processes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 1990. - V. 54. - P. 3115-3122.

Komar P. D. Mechanical interactions of phenocrysts and flow differentiation of igneous dikes and sills // *Bull. Geol. Soc. Amer.* - 1972. - V.83, № 4. - P. 973-988.

Kramers J.R., Tolstikhin I.N. Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust // *Chem. Geol.* - 1997. - V. 139. - P. 75 - 110.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal dissolution of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 1973. - V. 37. - P. 485-494.

Lahtinen J.J., Alapieti T.T., Halkoaho T.A., Huhtelin T.A., Iljina M.J. PGM mineralization in the Tornio-Narankavaara layered intrusion belt. T.T. Alapieti (Ed.). 5<sup>th</sup> International Platinum Symposium: Guide to the post-symposium field trip, August 4-11. Geological Survey of Finland. - 1989. - P. 43-58.

Larsen L. M. Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from the alkaline Ilimaussaq intrusion, south Greenland // *J. Petrology.* - 1976. - V. 17, № 2. -P. 258-290.

Layered Intrusions. R.G. Cawthorn (Ed.). Elsevier. - 1996, - 531 p.

Leake B. E. Nomenclature of amphiboles // *Canad. Miner.* - 1978. - V. 16, № 4. -P. 501-520.

Li C., Naldrett A.J. Sulfide capacity of magma: a quantitative model and its application to the formation of sulfide ores at Sudbury, Ontario // *Economic Geology.* - 1993. - V. 88. - P. 1253-1260.

Ludwig K.R. PBDAT - A Computer Program for Processing Pb-U-Th isotope data, version 1.22. US Geol.Surv. Open - File Rep. - 1991. - 38 p.

Ludwig K.R. ISOPLOT - a plotting and regression program for radiogenic-isotope data, version 2.56. US Geol. Surv. Open-File Rep. - 1991. - 40 p.

Ludwig K. R. ISOPLOT/Ex - A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 2.05 // Berkeley Geochronology Center Special Publication, №. 1a. - 1999.

Mamyrin B.A., Tolstikhin I.N. Helium isotopes in nature. Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, Elsevier Sci. Publ. - 1984. - 273 p.

Manhes G, Allegre C.J., Dupre B., Hamelin B. Lead isotope of basic-ultrabasic layered complexes: speculations about the age of the earth and primitive mantle characteristics // *Earth Planet. Sci. Letters*. - 1980, № 47. - P. 370-382.

Manninen N., Huhma H. A new U-Pb zircon constraint from the Salla schist belt, Northern Finland // M.Vaasjoki (Ed.). *Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences*. *Geol. Surv. Finland. Special Paper 33*. - 2001. - P. 201-208.

Matsumoto T., Seta A., Matsuda J., Takebe M., Chen Y., Arai S. Helium in the Archean komatiites revisited: significantly high  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios revealed by fractional crushing gas extraction // *Earth Planetary Sci. Letters*. - 2002. - V. 196. - P.213-225.

Mitrofanov F.P., Balagansky V.V., Balashov Yu.A. et al. U-Pb age of gabbro-anorthosite massif in the Lapland Granulite Belt // *Geology of the Eastern Finnmark-Western Kola Peninsula region. Spec. Publ. 7*. - 1995. - P. 179-183.

Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F. et al. *Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield). Apatity*. - 1995. - 145 p.

Mitrofanov F., Smolkin V., Bayanova T. et al. Paleoproterozoic (2.5-2.4 Ga) Plume Magmatism in the North-Eastern Baltic Shield and Origin of the PGE, Sulphide and Chromite Ore Deposit // *Extended Abstracts: 9th International Platinum Symposium*. 21-25 July 2002. Billings, Montana, USA. - 2002. - P. 309-311.

Mutanen T. *Geology and ore petrology of the Akanvaara and Koitilainen mafic layered intrusions and the Keivitsa - Satovaara layered complex, Northern Finland* // *Geol. Surv. Finland*. - 1997. - Bull. 395. - 233 p.

Mutanen T., Huhma H. U-Pb geochronology of the Koitilainen, Akanvaara and Keivitsa layered intrusions and related rocks // M.Vaasjoki (Ed.). *Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences* // *Geol. Surv. Finland, Special Paper 33*. - 2001. - P. 229-246.

Mysen B.O., Boettcher A.L. Melting of a hydrous mantle // *J. Petrol.* - 1975. - V. 16, Pt 1. - P. 520-548; Pt. 2. - P. 549-593.

Neradovsky Y.N. On the problem of the formation of layered mafic intrusions: an example from the Monche Pluton, Kola region // SVEKALAPKO. An EUROPROBE project, 2nd Workshop Lammi, Finland, 27-30.11.97. Abstracts. University of Oulu, Department of Geophysics, Report No. 21. - 1997. - P. 60.

Neradovsky Y.N., Borisova V.V., Sholokhnev V.V. The Monchegorsk layered complex and related mineralization. Ore deposits of the Kola Peninsula, Northwestern Russia. Research and exploration - where do they meet? 4<sup>th</sup> Biennial SGA Meeting, August 11-13, 1997. Turku, Finland. Excursion guidebook B4 Geological Survey of Finland. Gueide 45. - 1997. - P. 27-31.

Nielsen R.L., Drake M.J. Pyroxene-melt equilibria // *Geochim. Cosm. Acta*. - 1979. - V. 43, № 8. - P. 1259-1272.

Ozima M., Podosek F.A. *Noble gas geochemistry*. Cambridge University Press. Cambridge, UK. - 2002.

Perttunen V., Vaasjoki M. U-Pb geochronology of the Perapohja Shield Belt, northwestern Finland // M.Vaasjoki (Ed.). *Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences* // *Geol. Surv. Finland, Special Paper 33*. - 2001. - P. 229-246.



- Poustovetov A.A., Roeder P.L. The distribution of Cr between basaltic melt and chromian spinel as an oxygen geobarometer // *Can. Mineral.* - 2001. - V. 39, № 2. - P. 309-317.
- Powell M., Powell R. An olivine-clinopyroxene geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1974. - V. 48. - P. 249-263.
- Presnall R.C. The join forsterite-diopside-iron oxide and its bearing on the crystallization of basaltic and ultramafic magmas // *Amer. Jour. Sci.* - 1966. - V. 264. - P. 753-809.
- Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences. M. Vaasjoki (Ed.). *Geol. Surv. Finland, Special Paper 33.* - 2001. - 279 p.
- Ranson W.A. Complex exsolution in inverted pigeonite: Exsolution mechanisms and temperatures of crystallization and exsolution // *Amer. Mineralogist.* - 1986. - V. 71. - P. 1322 - 1336.
- Richard D., Marty B., Chaussidon M. Helium isotopic evidence for a lower mantle component in depleted Archean komatiite // *Science.* - 1996 - V. 273. - P. 93-95.
- Robert G.L. Titanium solubility in the synthetic phlogopite solid solutions // *Chemical Geology.* - 1976. - V. 17, № 3. - P. 213-228.
- Roeder P.L., Reynolds I. Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts // *J. Petrology.* - 1991. - V. 31, Pt. 5. - P. 909-934.
- Roeder P., Campbell J., Jamieson H.A. Re-Evolution of the Olivine-Spinel Geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1979. - V. 68, № 3. - P. 325-334.
- Sack R.O., Ghiorso M.S. Chromian spinel as petrogenetic indicators: Thermodynamics and petrological applications // *Amer. Mineral.* - 1991. - V. 76. - P. 827-847.
- Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U. Basal Platinum-group element mineralization in the Fedorov Pansky layered mafic intrusion, Kola Peninsula, Russia // *Economic Geology.* - 2002. - V. 97. - P. 1657-1677.
- Sharkov E.V., Smolkin V.F. Types of the Early Proterozoic layered intrusions of the Russian part of the Baltic Shield: a review // *Trans. Instn. Min. Metall., Section B: Applied Earth Sci.* - 1998. - V. 107. - B23-38.
- Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* - 1975. - V. 26, № 2. - P. 207-221.
- Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* - 1977. - V. 36, № 3. - P. 359-362.
- Tolstikhin I.N., Dokuchaeva V.S., Kamensky I.L., Amelin Y.V. Juvenile helium in ancient rocks II. U-He, K-Ar, Sm-Nd, and Rb-Sr systematics in the Monche Pluton:  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios frozen in uranium-free ultramafic rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 1992. - V. 56, № 3. - P. 987-999.
- Tolstikhin I.N., Hofmann A.W. Primitive Crust on the Top of Metal Magma Ocean // *Phys. Earth Planet.* - 2003. (in print).
- Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B. et al. Rare gas isotopes and parent trace elements in ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes, Kola Peninsula: Identification of lower mantle plume component // *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 2002. - V. 66, № 5. - P. 881-901.

Tolstikhin I.N., Marty B. The evolution of terrestrial volatiles: A view from helium, neon, argon and nitrogen isotope modelling // *Chem. Geol.* - 1998. - V. 147, № 1-2. - P. 27-52.

Tolstikhin I.N., O'Nions R.K. Some comments on isotopic structure of terrestrial xenon // *Chem. Geol.* - 1996. - V. 129, № 3-4. - P. 185-199.

Vogel D.C., Vuollo J.I., Alapieti T.T., James R.S. Tectonic, stratigraphic and geochemical comparison between igneous events in the Canadian and Fennoscandian Shields // *Precambrian Res.* - 1998. - V. 92. - P. 89-116.

Vuollo J.I. Palaeoproterozoic basic igneous events in Eastern Fennoscandian Shield between 2.45 Ga and 1.97 Ga, studied by means of mafic dyke swarms and ophiolites in Finland // *Acta Univ. Oulu, A 250.* - 1994. - P. 116.

Vuollo J.I., Kamo S., Mertanen S. et al. U-Pb geochronology and palaeomagnetism of the mafic swarms in the Fennoscandian Shield: a Canadian Shield connection // *Third International Dyke Conference, Sept. 4-8, 1995. Jerusalem, Israel. Program and Abstracts.* - 1995. - P. 79.

Wieler R. Noble gases in Solar system // D.Porcelli, C.J.Ballentine, R.Wieler (Eds.). *Noble gases in geochemistry and cosmochemistry. Mineral. Soc. Amer.* 2002. - V. 47.- P. 21-70.

Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // *J. Mineralog.* - 1965. - V. 30, № 9. - P. 1228-1272.

Wood B.J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene - clinopyroxene relations in simple and complex systems // *Contribs Mineral. Petrol.* - 1973. - V. 42, № 2. - P. 93-109.

Yakovlev Yu.N., Distler V.V., Mitrofanov F.P. et al. Mineralogy and PGE in the mafic-ultramafic massifs of the Kola region // *Miner. and Petrol.* - 1991. - V. 43, № 3. - P. 181-192.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Часть 2</b>		Стр.
Глава 10. ИЗОТОПНЫЕ U-Pb И Sm-Nd ИССЛЕДОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ И ДАЙКОВЫХ ПОРОД ( <i>Т.Б.Баянова, В.Ф.Смолькин, Ж.А.Федотов, А.А.Деленицын</i> ).....		5
10.1. Выделение и изучение акцессорных минералов.....		5
10.2. Химическая подготовка проб на изотопное датирование.....		7
10.3. Изотопные U-Pb измерения на твердофазном масс- спектрометре Finnigan MAT-262.....		8
10.4. Результаты U-Pb анализа и их обсуждение.....		13
10.5. Источники рудоносных магм по данным Sm-Nd анализа.....		39
Глава 11. БЛАГОРОДНЫЕ ГАЗЫ В ПОРОДАХ, РУДАХ И МИНЕРАЛАХ МОНЧЕПЛУТОНА И МОНЧЕТУНДРОВСКОГО МАССИВА: ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗАХВАЧЕННЫХ ФЛЮИДОВ ( <i>И.Н.Толстухин, Д.Д.Новиков, М.А.Ганнибал, И.Л.Каменский, У.Отт, С.В.Икорский</i> ).....		46
11.1. Введение.....		46
11.2. Изотопы гелия и родительских элементов.....		53
11.3. Неон: первичный, радиогенный и атмогенный компоненты		58
11.4. Калий и изотопы аргона.....		61
11.5. Изотопы ксенона.....		64
11.6. Обсуждение: происхождение и эволюция захваченных флюидов.....		36 64
Глава 12. МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО- НИКЕЛЕВЫХ И ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫХ РУД МОНЧЕПЛУТОНА ( <i>Ю.Н.Нерадовский, М.Оненстеттер, Д.Оненстеттер</i> ).....		64
12.1. Классификация и основные типы месторождений и рудопроявлений.....		71
12.2. Строение месторождений.....		76
12.3. Минеральный и химический состав различных типов руд		90
Глава 13. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ МОНЧЕГОРСКОГО РАЙОНА ( <i>Ю.Н.Нерадовский, М.Оненстеттер, Д.Оненстеттер</i> ).....		95
Глава 14. СОПЧЕОЗЕРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ХРОМИТОВЫХ РУД МОНЧЕПЛУТОНА ( <i>В.Ф.Смолькин, Ю.Н.Нерадовский, Ж.А.Федотов, А.Н.Дедюхин, А.В.Мокрушин</i> ).....		102
14.1. Структура месторождения.....		102
14.2. Вмещающие интрузивные и дайковые породы.....		111
14.3. Типы хромитовых руд и их вещественный состав.....		115
14.4. Минералогия оруденения.....		120
14.5. Сравнительный анализ состава хромитов расслоенных интрузий.....		139
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....		154
ЛИТЕРАТУРА.....		157
ОГЛАВЛЕНИЕ.....		176

## CONTENT

	Page
<b>Part 2</b>	
Chapter 10. U-PB AND SM-ND ISOTOPE INVESTIGATIONS OF INTRUSIVE AND DIKE ROCKS ( <i>T.B.Bayanova, V.F.Smolkin, Zh.A.Fedotov, A.A.Delenitsyn</i> ).....	5
10.1. Separation and studying of accessory minerals.....	5
10.2. Chemical handling of samples for isotope dating.....	7
10.3. U-Pb isotope measurements using solid-phase mass- spectrometer Finnigan MAT-262.....	8
10.4. Results of U-Pb analysis and discussion.....	13
10.5. Sources for ore-bearing magmas according to Sm-Nd analysis.....	39
Chapter 11. NOBLE GAS IN THE ROCKS, ORES AND MINERALS OF THE MONCHEPLUTON AND MONCHETUNDRA MASSIF: ORIGIN AND EVOLUTION OF ENTRAPPED FLUIDES ( <i>I.N.Tolstikhin, D.D.Novikov, M.A.Gannibal, I.L.Kaminsky, U.Ott, S.V.Ikorsky</i> ).....	46
11.1. Introduction.....	46
11.2. Helium isotopes and parent elements.....	53
11.3. Neon: initial, radiogenic and atmogenic components.....	58
11.4. Potassium and argon isotopes.....	61
11.5. Xenon isotopes.....	64
11.6. Discussion: origin and evolution of entrapped fluides.....	64
Chapter 12. CU-NI AND PGE-BEARING SULPHIDE DEPOSITS OF THE MONCHEPLUTON ( <i>Yu.N.Neradovsky, M.Ohnenstetter, D.Ohnenstetter</i> ).....	71
12.1. Classification and major types of deposits and ore manifestations.....	71
12.2. Structure of the deposits.....	78
12.3. Mineral and chemical composition of various ore types.....	90
Chapter 13. MINERAL COMPOSITION OF THE NOBLE-METAL MINERALIZATION IN THE MONCHEPLUTON ( <i>Yu.Neradovsky, M.ohnenstetter, D.Ohnenstetter</i> ).....	95
Chapter 14. THE SOPCCEOZERO CHROMITE DEPOSIT CONFINED TO THE MONCHEPLUTON ( <i>V.F.Smolkin, Yu.N.Neradovsky, Zh.A.Fedotov, A.N.Dedyukhin, A.V.Mokrushin</i> ).....	102
14.1. Structure of the deposit.....	102
14.2. Country intrusive and dike rocks.....	111
14.3. Types and composition of chromite ores.....	115
14.4. Mineralogy of mineralization.....	120
14.5. Comparative analysis of chromite mineralization associated to the layered intrusions.....	139
CONCLUSION.....	154
REFERENCES.....	157
CONTENTS.....	176

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 2.

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 2. 2004. – 179 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 2, 2004. – 179 p.