

**Федеральное государственное бюджетное учреждение
Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)**

**Федеральное государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования**

На правах рукописи

ПАХАЛКО АЛЕКСЕЙ ГЕННАДЬЕВИЧ

**КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МАЛОСУЛЬФИДНОГО
ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЮЖНОГО
ОБРАМЛЕНИЯ МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА ПО ПЕТРОГРАФО-
ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

Специальность 25.00.11 – Геология, поиск и разведка твердых
полезных ископаемых, минерагения

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

**Научный руководитель - доктор
геолого-минералогических наук
Ланда Эдуард Александрович**

**Санкт-Петербург
2016**

Оглавление

Оглавление.....	2
Введение.....	3
Глава 1. Геологическое строение Мончегорского рудного района.....	7
<i>Геологическое строение Мончеплутона</i>	<i>13</i>
Глава 2. Геологическое строение и петрография участков	19
<i>Участок Сопча.....</i>	<i>19</i>
<i>Геологическое строение западной части рудного пласта Сопчи.....</i>	<i>21</i>
<i>Геологическое строение восточной части рудного пласта Сопчи</i>	<i>24</i>
<i>Петрография участка рудного пласта Сопчи.....</i>	<i>29</i>
<i>Участок Морошковое</i>	<i>35</i>
<i>Петрография участка Морошковое озеро</i>	<i>46</i>
<i>Участок Вуручайвенч</i>	<i>60</i>
<i>Петрография участка Вуручайвенч</i>	<i>64</i>
Глава 3. Оруденение участков	72
<i>Участок Сопча.....</i>	<i>72</i>
<i>Участок Морошковое</i>	<i>79</i>
<i>Участок Вуручайвенч</i>	<i>89</i>
Глава 4. Петро-геохимические и изотопные особенности пород участков	96
<i>Участок Сопча.....</i>	<i>96</i>
<i>Участок Морошковое озеро</i>	<i>102</i>
<i>Участок Вуручайвенч</i>	<i>107</i>
<i>Изотопно-геохимические исследования пород</i>	<i>112</i>
Об условиях формирования Мончеплутона на основе изучения пород и руд участков Сопча, Морошковое, Вуручайвенч.....	122
Критерии платиноносности на основе данных изучения массивов Сопчи, Морошковое, Вуручайвенч.....	124
Перспективы платиноносности интрузивов Карело-Кольского региона в связи с полученными результатами	126
Заключение	132
Список литературы	133

Введение

Актуальность темы. Для России, одного из ведущих мировых производителей металлов платиновой группы (МПГ), поиск и разведка месторождений этих ценных и стратегически важных металлов является актуальной проблемой. Мончегорский район, отличающийся платинометальной специализацией, представляет перспективный объект, не только благодаря наличию многочисленных проявлений МПГ, но и ввиду высокоразвитой инфраструктуры.

Платинометальное оруденение известно в пределах Мончегорского рудного района с 30-х годов XX века, но систематически стало изучаться только в 80-е годы. Здесь выделяется несколько платинометальных объектов со значительными ресурсами МПГ: Мончеплутон и массивы его южного обрамления – Вуручуайвенч, Южносопчинский, Морошковое озеро, Сопчеозерское месторождение хромитов, а также крупная Мончетундровская интрузия.

В представленной работе рассмотрены вопросы перспектив платиноносности некоторых рудных объектов Мончеплутона, которые представляют следующие массивы (участки) – рудный пласт Сопчи, массив Морошковое озеро и Вуручуайвенч. Все три участка имеют различное геологическое строение, петрографический и геохимический составы. В пределах этих массивов отмечается малосульфидный тип платинометального оруденения. Минерагенические особенности перспективных объектов весьма разнообразны, так что результаты их изучения могут оказать помощь для поисковых и оценочных работ.

Цели работы и задачи исследования. Основной целью работы является исследование характера локализации платинометального оруденения на территории Мончегорского плутона; изучение вещественного состава рудовмещающих пород, их геохимических особенностей и типоморфных минералов платинометального оруденения; подтверждение генетической связи массивов южного обрамления и Мончегорского плутона.

Для достижения сформулированной цели были решены следующие задачи: изучены форма и условия залегания рудовмещающих тел; охарактеризован вещественный состав пород на участках; изучено распределение химических элементов в породах; исследованы типоморфные особенности минералов платиновой группы; изучены изотопно-геохимические параметры пород и руд.

Фактический материал и личный вклад автора. Работа основана на материалах, собранных лично автором в составе Мончегорской партии во время полевых работ по

поискам платинометального оруденения на территории Мончегорского плутона в 2008 г., а также в результате самостоятельных поездок на Мончегорский плутон, дополнительный каменный и аналитический материал был предоставлен геологами ГИ КНЦ РАН – Рундквист Т.В., Припачкиным П.В., Гребневым Р.А., Мирошниковой Я.А.

Фактический материал представлен:

- Пробами горных пород (>120 шт.), шлифами (>100 шт.) и аншлифами (20 шт.), которые изучались в проходящем и отраженном свете на микроскопе Leica DM 2500 с камерой DFC 420
- Результатами химических анализов (28 шт.) на петрогенные элементы, полученными при помощи рентгено-спектрального флуоресцентного метода (XRF) и на серу с помощью инфракрасной спектроскопии
- Результатами химических анализов (43 шт.) на микроэлементы, полученными на приборе ELAN-6100 DRC, методом ICP-MS. Для определения Sc использовался атомно-эмиссионный метод (прибор Optima-4300 ICP-AES)
- Результатами химических анализов (28 шт.) на ЭПГ+Au (метод ICP-MS)
- Данными количественного анализа состава минералов метасоматитов (4 шт.), выполненных с помощью порошковой дифрактометрии на приборе ДРОН-6 с программным обеспечением PDWin 4
- Результатами микронзондового анализа сульфидной и тяжелой электромагнитной фракций на приборе CamScan MV 2300
- Результатами изотопно-геохимических исследований (на основе Rb-Sr и Sm-Nd геохронологии), полученными на ThermoQuest Finnigann MAT NEPTUNE
- Данными статистической обработки в виде рисунков, таблиц и графиков с использованием различного программного обеспечения (MS Office 2003, Statistica 8.0, Corel Draw X6).

Научная новизна. В работе впервые детально изучены петрографические особенности пород массивов Морошковое озеро и Вуручайвенч, где породы до этого классифицировались как «мета»-породы, в том числе метагаббронориты, метанориты и др. Проанализировано различие восточной и западной части Рудного пласта Сопчи. Изучены сульфидная и платинометальная минерализация массивов, для Рудного пласта Сопчи выделены различные типы платинометальных руд. Проанализировано различие пропилитовых пород содержащих платинометальное оруденение в массиве Вуручайвенч. При участии автора обнаружены и изучены пегматитовые жильные тела норитов и пироксенитов на территории массива Морошковое озеро.

Выявлен петро-геохимический тренд, указывающий на близость участков, как членов единой расслоенной серии.

С помощью изотопно-геохронологических исследований (Rb-Sr и Sm-Nd изотопные системы) установлен возраст пропилитизированных пород массива Вуручайвенч, который составляет – 2470 ± 130 , 2767 ± 140 Ма.

Практическая значимость. Установленные закономерности распределения пород в восточной и западной частях Рудного пласта Сопчи важны для учета возможной отработки месторождения. Найденные жильные образования на территории массива Морошковое озеро позволили увеличить прогнозные запасы этого объекта. Связь платинометального оруденения с пропилитовыми породами в массиве Вуручайвенч, существенна как возможный поисковый критерий.

В целом, собранный материал по минералам ЭПГ в исследуемых объектах важен для выбора схемы обработки руды при её добыче из разных месторождений.

Положения, вносимые в защиту:

1. В изученных частях Мончегорского плутона, разделенных блоками вмещающих пород, выделяются три геолого-петрографические системы, генетически связанные между собой

- **Ультрамафит-мафитовая (дунит-гарцбургит-пироксенит-норитовая) система - участок Сопча.**
- **Мафитовая (норитовая) система с протяженным тектоническим нарушением С-З простирания и телами жильных пегматоидных норитов, где существенно проявлена пропилитизация – участок Морошковое озеро.**
- **Мафитовая (габбро-анортозитовая) система, существенно затронутая процессами пропилитизации - участок Вуручайвенч.**

2. Рудоносность изученных массивов связана с их геолого-петрографическими особенностями и отражает приуроченность к разным частям расслоенной серии.

Мафит-ультрамафитовая часть расслоенной серии проявлена на участке Сопча, где выделяется относительно четкий рудный пласт.

На участке Морошковое озеро оруденение приурочено: 1) к зоне тектонического нарушения; 2) к жильным пегматитовым норитам и метасоматитам.

Малосульфидное и платинометальное оруденение массива Вуручайвенч связано с зоной анортозитов, которые затронуты процессами пропилитизации.

3. Специфика накопления рудного вещества, в том числе оценка прогнозных ресурсов, коррелирует с петро-геохимическими особенностями вмещающих пород. В общей породной совокупности выявлен так называемый «Анортозитовый тренд». Увеличение в нем «анортозитовой составляющей» благоприятствует накоплению МПГ и уменьшению количества сульфидов.

Участки Сопча с одной стороны, и Вуручуайвенч с Морошковым озером с другой, характеризуются различными корреляционными связями оруденения и некоторых малых элементов.

Публикации и апробации работы. Результаты исследований отражены в двух статьях в рецензируемых научных журналах, и 3 тезисах научно-практических конференций. Основные результаты диссертационной работы докладывались и обсуждались: в 2013 году на Всероссийской конференции (с международным участием) «Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах» в г. Апатиты, в 2015 году на IV Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов, посвященной памяти академика А. П. Карпинского в Санкт-Петербурге и на Международной конференции молодых геологов «Герляны-2015» в Словакии.

Объем и структура работы. Диссертационная работа состоит из введения, семи глав, заключения и библиографии, включающей 106 наименований. Общий объем работы составляет 142 страниц машинописного текста, включая 65 рисунков и 17 таблиц.

Благодарности. Автор выражает благодарность научному руководителю д.г.-м.н. Э. А. Ланде за помощь при написании работы. Автор признателен Лукьяновой Л.И. за помощь на всех этапах подготовки работы, сотрудникам ГИ КНЦ РАН Рундквист Т.В., Припачкину П.В. за помощь в полевых работах и предоставление образцов и материалов по объектам исследования, также за материалы по объектам автор выражает благодарность Гребневу Р.А., Мирошниковой Я.А. и Гайфутдиновой А.М. Автор признателен за консультации д.г.-м.н. Шаркову Е.В, к.г.-м.н. Э.М. Пинскому, к.г.-м.н. К. И. Лохову, А.Э. Изоху, и Шокальскому С.П. за помощь в организации аналитических исследований.

Глава 1. Геологическое строение Мончегорского рудного района

Мончегорский рудный район приурочен к области сочленения трех крупных геологических структур Кольского региона – Кольского блока, Беломорского подвижного пояса и Имандра-Варзугской рифтогенной структуры [Чашин, Митрофанов, 2014; Расслоенные..., 2004]. Его геологическое строение является крайне сложным, обусловленным значительной длительностью развития, многократным внедрением больших объемов магматических магм различного состава и многоэтапностью структурно-тектонических и динамометаморфических преобразований [Митрофанов, 2009; Чашин, Митрофанов, 2014; Расслоенные..., 2004; Шарков, 2002; Шарков и др. 2002; Додин, Чернышов, Яцкевич, 2000].

Граница между Беломорским подвижным поясом и Кольским блоком имеет сложный характер, она фиксируется мощными тектоническими разломами и зонами бластомилонитов и катаклазитов меридионального простирания на севере и северо-западного на юге. Разломы имеют региональный характер, крутое падение в верхних и более пологое на нижних уровнях земной коры. Они четко отражаются в различных геофизических полях в виде гравитационных ступеней, зон разуплотнения и характеризуются резко дифференцированным характером магнитного поля. Один из таких разломов проходит вдоль западного контакта габбро-анортозитов Главного хребта крупной раннепротерозойской Мончетундровской интрузии. Диагональные по отношению к нему разломы рассекает интрузию Главного хребта на два фрагмента – Чуна-Волчьих тундр и Монче-тундр, и отделяют последнюю от Мончеплутона.

Породы Беломорского подвижного пояса, обнаженные в юго-западной части района, представлены преимущественно тоналитовыми гнейсами, амфиболитами, мигматитами и пегматитами, претерпевшими несколько этапов деформаций и смятыми в сложные линзовидно-складчатые формы. Они прорваны телами гранитоидов позднеархейского и раннепротерозойского возрастов, а также многочисленными будинированными телами габброноритов, близкими по структуре и составу к породам друзитового комплекса Западного Беломорья.

Формирование позднеархейских плагиогранитов произошло по данным U-Pb анализа 2814 ± 30 млн. лет назад, мощные структурно-метаморфические преобразования гнейсов – в период 2500-2200 млн. лет (возраст структур Мончегорского рудного района здесь и далее по [Расслоенные..., 2004]).

В пределах северо-восточной части района породы Кольского блока образуют три комплекса позднеархейского возраста. Первый представлен олигоклазовыми гранитами, плагиогранитами и диоритами, часто образующими куполовидные структуры. Возраст комплекса (в районе Веже-тундра) составляет 2830 ± 70 млн. лет. Второй комплекс сложен биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и железистыми кварцитами, а также силлиманит-гранатовыми гнейсами, залегающими преимущественно в межкупольных пространствах или образующими чешуйчато-надвиговые формы. U-Pb возраст гранат-биотитовых и силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов в Оленегорском районе составляет 2832 ± 11 млн. лет, более молодыми являются лептитовые гнейсы, пространственно связанные с железистыми кварцитами – 2760 ± 11 млн. лет и пересекаемые постметаморфическими дайками основного состава с возрастом 2740 ± 10 млн. лет. Все они объединены в Кольский комплекс лопийского возраста. Южнее Мончеплутон, в пределах горы Арваренч залегают более поздние (2707 ± 11 млн. лет) метавулканогенные образования кислого состава, которые слагают верхнюю часть общего разреза позднеархейского (лопийского) зеленокаменного пояса. К этому же поясу могут быть отнесены амфиболиты по вулканитам основного состава витегубской толщи, развитые в юго-западной части района.

В пределах юго-восточной части района залегают метаосадочно-вулканогенные образования раннего протерозоя. Они выполняют западный фрагмент Имандра-Варзугской структуры, которая является составной, наиболее крупной частью Печенгско-Варзугского пояса. Представления о геотектоническом режиме формирования пояса неоднократно менялись. В настоящее время наиболее популярной является гипотеза, согласно которой пояс представляет собою внутриконтинентальную палеорифтогенную структуру (систему) щелевого типа, заложенную в начале раннего протерозоя [Чашин, Митрофанов, 2014; Шарков, 2002; Магматизм..., 1993].

Имандра-Варзугская структура в пределах Мончегорского района выполнена осадочно-вулканогенными и субвулканическими породами основного и среднего состава, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Они, залегая с угловым несогласием на породах архейского комплекса (гора Арваренч, Мончеполуостров) и интрузивных породах Мончеплутон (в районе предгорья Вуручайвенч), слагают фрагмент мульдообразной структуры северо-западного простирания с центриклинальным залеганием. В разрезе данной структуры принимают участие три толщи метавулканитов основного и среднего состава, разделенные пластами

туфогенно-осадочных пород, общей мощностью до 2500-3000 м. Данные толщи характеризуют собою разрезы кукшинской и сейдореченской свит стрельнинской серии, которые относятся к сумийскому надгоризонту нижекарельского комплекса. Необходимо отметить, что в основании сумийского надгоризонта и всего разреза нижнего протерозоя лежат вулканогенные образования пурначской свиты, вскрытые эрозией в центральной и восточной частях Имандра-Варзугской структуры, но отсутствующие в Мончегорском районе. Поэтому соотношение наиболее древних стратифицированных пород раннего протерозоя и расслоенных интрузий в настоящее время остается не до конца выясненным, что обуславливает дискуссионность в отношении стратиграфической и возрастной границы между археем и протерозоем [Расслоенные..., 2004; Магматизм..., 1993].

Наиболее древний возраст вулканогенных пород дацитового состава, слагающих верхнюю часть разреза сейдореченской свиты, а также оказывающих на них воздействие интрузивные породы хромитовосного умбареченско-имандровского комплекса, равен 2448-2434 млн. лет, что соответствует сумию.

Главные особенности геологического строения района - наличие двух крупных интрузий мафит-ультрамафитового состава: Мончегорской (или Мончеплутон), площадью около 65 км² и Мончетундровской интрузии общей площадью около 100 км², входящей в состав Чуна-Монче-Волчьих тундр (интрузия Главного хребта), распространенных к западу от Мончеплутон. Вопрос о взаимоотношении между интрузиями является предметом многолетних дискуссий. На сегодняшний день они обе рассматриваются как части общего разреза, при этом ультраосновные породы Мончеплутон были отнесены к нижней, а габброиды Мончетундровской интрузии – к верхней частям разреза [Шарков, 2006; Шарков и др. 2002]. Их формирование связывают с активностью суперплюма в раннем палеопротерозое (2.5-2.35 млрд. лет назад) в этом регионе и последующим образованием крупной изверженной провинции [Шарков, 2006; Шарков 2002; Смолькин, Тессалина, 2007]

Формационная принадлежность Мончеплутон была определена еще в 1960-е годы, а затем неоднократно уточнялась. В настоящее время он входит в состав *периодит-пироксенит-габброноритовой формации*.

Интрузии названной формации формировались в пределах в восточной части Балтийского щита в начале раннего протерозоя, они образуют две разновозрастные и пространственно разобщенные группы: более древнюю – гора Генеральская, Мончеплутон, Федорово-Панская (2507-2490 млн. лет) и более молодую – Кеми, Пенникат,

Койлисмаа, Койтелайнен, Анкаваара, Бураковская, Кивакка, Ципринга, Луккулайсваара, умбареченско-имандровский комплекс (2445-2435 млн. лет). Наиболее древними из расслоенных интрузий формации являются Мончеплутон, массивы Панских тундр и гора Генеральской – около 2500 млн. лет, что предполагает первоначальный подъем мантийных магм в центральную часть Кольского региона с последующим формированием расслоенных интрузий в Восточной и Северной Карелии, Центральной и Северной Финляндии.

Все вышеназванные расслоенные интрузии имеют общие черты строения (широкое развитие макро - и ритмической расслоенности) и состава пород, сложенных преимущественно оливин-ортопироксен-плагиоклазовым парагенезисом, при подчиненной роли клинопироксена. В то же время каждая из них обладает индивидуальными разрезами, различной степенью дифференциации пород и разным набором рудных концентраций никеля, хрома и платиноидов. Месторождения разнообразных сульфидных руд, отрабатываемые до 1970-х годов, залегают в пределах Мончеплутона. Отдельные интрузии содержат залежи хромитовых (Кеми, Койтелайнен, Анкаваара, Бураковская, Мончеплутон, Большая Варака) руд, из которых в настоящее время разрабатывается только месторождение Кеми (Северная Финляндия). Большинство интрузий Карело-Кольского региона представляют промышленный интерес на малосульфидное платинометалльное сырье.

В пределах Мончегорского района, помимо Мончеплутона, известны и другие, в разной степени расслоенные интрузивные массивы, в строении которых принимают участие различные породные парагенезисы (от более древних к более молодым): гранофировые кварцевые диориты и нориты (Ярва-Варака), дунит-гарцбургит-лерцолит-вебстерит-габбронориты (гора Островская), ортопироксенит-норит-габбронорит-габбро-гранофиры (умбареченско-имандровский комплекс). По данным изотопного U-Pb анализа диапазон времени их становления варьирует от 2496 до 2434 млн. лет. Более молодой массив горы Островской отличается широким развитием двупироксеновой минеральной ассоциации в ультраосновных породах.

Интрузия Главного хребта до недавнего времени относилась к *габбро-анортозитовой* или *габбро-лабрадоритовой формации* позднеархейского возраста. В начале 1990-ых годов было пересмотрено геологическое и возрастное положение формации и выделены два разновозрастных комплекса – позднеархейский (габбро-анортозит-монзонитовый) и раннепротерозойский (габбро-анортозитовый), которые должны рассматриваться в ранге разных формаций. Они имеют однотипную рудную

специализацию – титаномагнетитовую, но отличаются различным накоплением щелочных компонентов и залегают в разных геологических структурах. Интрузии позднеархейского комплекса приурочены к Кейвской структуре или ее восточному обрамлению, а раннепротерозойский комплекс – к Центрально-Кольскому блоку и Лапландско-Колвицкому гранулитовому поясу. Возраст формирования первого комплекса определяется в пределах 2678-2659 млн. лет, а второго – 2462-2453 млн. лет.

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

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

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

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

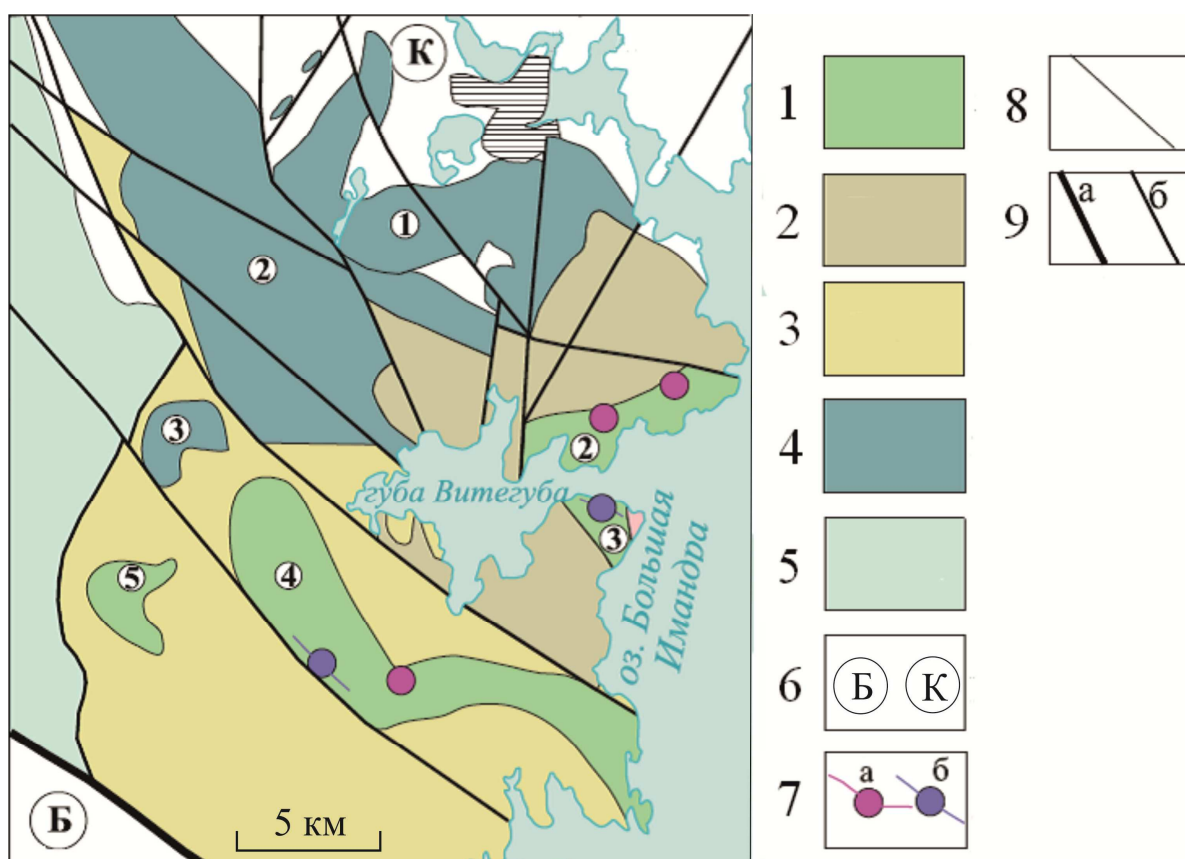


Рис. 1. Схема геологического строения Мончегорского комплекса. [Чашин, Митрофанов, 2014]

1 – расслоенные мафитовые интрузии Имандровского комплекса: Мончеполуострова (2), г. Сеяваренч (3), г. Девичья (4), г. Ягельная (5); 2 – Имандра-Варзугская рифтогенная структура; 3 – неоархейский Терско-Аллареченский зеленокаменный пояс; 4 – Мончегорский комплекс расслоенных интрузий: Мончеплутон (1), Мончетундровский массив (2), Островской массив (3); 5 – массив анортозитов, лейкогаббро, лейкогабброноритов и лейконоритов Чуна Тундры; 6 – архейские метаморфические и ультраметаморфические образования Кольского блока (К) и Беломорского подвижного пояса (Б); 7 – проявления и рудные горизонты (а) хромовых руд, проявления и рудные горизонты ванадийсодержащих ильмениттитаномагнетитовых руд (б); 8 – геологические границы; 9 – разрывные нарушения: главные (а), второстепенные (б).

Геологическое строение Мончеплутона

Мончегорский плутон образует в плане дугу, сложенную из двух протяженных ветвей - меридиональной и широтной. Меридиональная, длиной 7 км, представлена в рельефе горами Ниттис, Кумужья и Травяная (НКТ). Широтная, длиной 9 км, представлена горами Сопча, Нюд, Поаз. Каждая из ветвей имеет мульдообразную структуру с падением крыльев к осевым частям. Мощность плутона варьирует от 500м (гора Травяная) до 1500м (горы Ниттис и Сопча). В разрезе Мончегорского плутона представлен полный и непрерывный дифференцированный ряд пород, характерный для расслоенных интрузий, однако наращивание разреза происходит со смещением в горизонтальной плоскости таким образом, что ветвь НКТ имеет в разрезе гарцбургиты и ортопироксениты, в разрезе горы Сопча преобладают пироксениты, а горы Нюд-Поаз сложены плагиоортопироксенитами, меланоноритами, оливиновыми норитами и норитами [Козлов, 1973; Шарков, 2006]. Такое строение плутона объясняется кристаллизационной гравитационно-кинетической дифференциацией мафит-ультрамафитовой магмы [Козлов, 1973]. В средних частях разреза плутона известны маломощные выдержанные горизонты медно-никелевых руд с платиноидной минерализацией («горизонт 330» или рудный пласт Сопчи, «критический горизонт»). Суммарная мощность полного разреза Мончегорского плутона составляет 3.5 - 4 км.

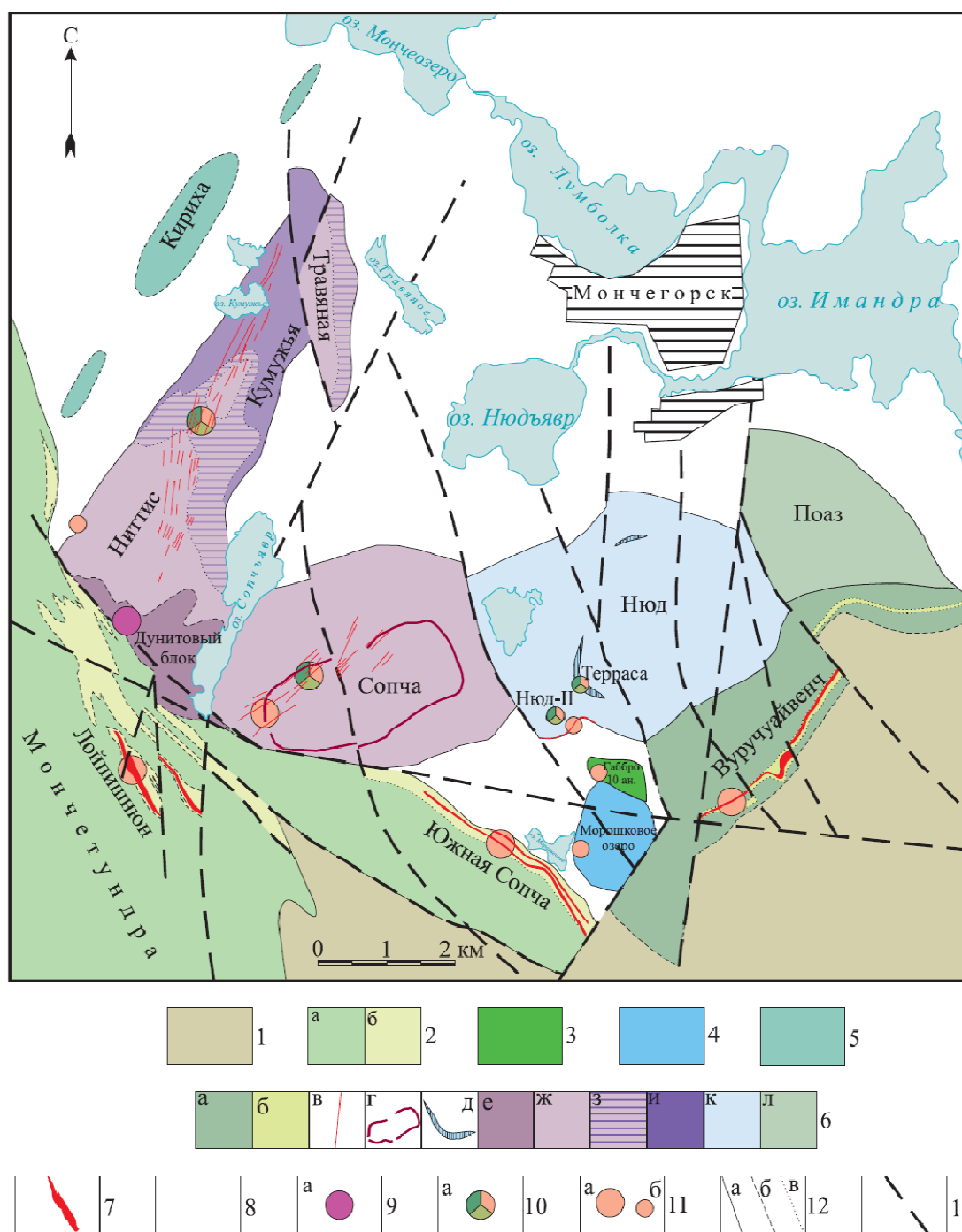


Рис. 2. Схема строения Мончегорского плутона и размещения месторождений и рудопроявлений в его пределах и обрамлении. [Чашин, Митрофанов, 2014]

1 – Имандра-Варзугская рифтогенная структура; 2 – Мончетундровский массив: верхняя зона – метагаббро, метагаббронориты и анортозиты среднекрупнозернистые (а), нижняя зона – нориты и ортопироксениты мелкосреднезернистые (б); 3 – кварцевое метагаббро массива 10й аномалии; 4 – нориты лейкомезократовые массива Морошковое озеро; 5 – габбронориты массива Кириха; 6 – Мончеплутон: метагаббронориты (а) и плагиоклазиты (б) предгорий Вуручуайвенч, сульфидные жилы (в), рудный пласт Сопчи (г), «критический горизонт» (д), Дунитовый блок (е), ортопироксениты (ж), переслаивание ортопироксенитов и гарцбургитов (з), гарцбургиты (и), нориты (к), габбронориты (л); 7 – горизонты сульфидной платинометальной минерализации; 8 – архейские метаморфические и ультраметаморфические образования Кольского блока; 9–11 – месторождения (а) и проявления (б): 9 – хромовых руд, 10 – платиномедноникелевых руд, 11 – малосульфидных платинометальных руд; 12 – геологические границы: достоверные (а), предполагаемые (б), фациальные (в); 13 – разрывные нарушения.

Для Мончеплутона четко определена формационная принадлежность – расслоенная интрузия перидотит-пироксенит-габброноритовой формации. Время внедрения определяют как раннепротерозойское сумийское (2505 ± 5 млн лет), причем отмечается пульсационное поступление магмы из предполагаемого очага, находящегося в области смыкания ветвей массивов НКТ и Сопча – Нюд – Поаз.

Спецификой пород расслоенных интрузивов является кумулятивная структура [Уэйджер и др. 1970], при которой каркас породы слагают близкие к идиоморфным кристаллы кумулуса, а пространство между ними занимают интеркумулятивные минералы, морфология которых подчинена форме интерстиций. По аналогии с осадочными толщами с использованием составов кумулятивных фаз для сопоставления разрезов расслоенных плутонов используется понятие кумулятивной стратиграфии. Кумулятивная стратиграфия прослеживается и в разрезе Мончеплутона: выделяются 3 основных зоны («макрослоя»): Перидотитовая, Пироксенитовая, Норитовая зоны, а также Краевая (Донная) зона

1. *Краевая (Донная) зона (мощность 10 – 100 м)*

На всей своей площади, Мончеплутон непосредственно контактирует с вмещающими породами своей краевой зоной. Мощность зоны максимальна (100-120 м) в центральных частях мульд, уменьшаясь до 10-15 м по краям. Для разреза зоны характерна обратная по сравнению с наблюдаемой в плутоне последовательность смены пород: сверху вниз дуниты сменяются гарцбургитами, затем идут ортопироксениты и в самом низу, у контакта, развиты нориты и габбронориты. Породы здесь характеризуются неравномернозернистой в целом средне-мелкозернистой структурой с участками грубозернистого строения вплоть до появления габбронорит-пегматитов. По направлению к контакту происходит уменьшение зернистости пород и постепенная смена кумулятивных структур на габбро-офитовые с хорошо выраженным зональным строением минералов. Специальное изучение структуры минералов из зоны непосредственного эндоконтакта выявило крайнее несовершенство их строения, связанное, очевидно, с кристаллизацией в условиях резкого переохлаждения [Шарков, 2006].

В эндоконтактных норитах на границе с гранат-биотитовыми гнейсами в небольшом количестве появляются кварц и гранофир, а в контактах с гранат-кордиеритовыми гнейсами отмечаются кордиерит-содержащие нориты; все это свидетельствует о частичной ассимиляции материала рамы в зоне непосредственного контакта. Вмещающие породы подвергаются ороговиканию – они частично

перекристаллизовываются, в них появляются многочисленные участки гранофилов, а кордиеритовые гнейсы преобразуются в кордиеритовые роговики. Мощность зоны экзоконтактовых изменений составляет первые метры.

Донная зона представляет собой нижнюю краевую группу плутона, а породы непосредственного контакта – зону закалки.

2. *Придонные породы (дуниты, перидотиты) около 100 м;*
3. *Наиболее расслоенная зона с чередованием перидотитов и пироксенитов (250 – 400 м);*

Эта часть разреза объединяется в Перидотитовую зону, наиболее полно она представлена в разрезе массивов гор Ниттис и Сопча. В основании зоны прослеживается мощный 100-120 метровый горизонт дунитов и пойкилитовых гарцбургитов, выше которого наблюдается ритмичное переслаивание пойкилитовых гарцбургитов, гранулярных гарцбургитов и ортопироксенитов при мощности ритмов в десятки сантиметров - первые метры. Общая мощность зоны - 300-400 м. В разрезе по простиранию на запад, в массивах гор Нюд и Поаз нижний горизонт дунитов отсутствует, наблюдаются только верхи зоны переслаивания.

Оливин-хромитовые кумулаты имеют гипидиоморфнозернистую структуру: интерстиции идиоморфных кристаллов оливина и хромита, который частично или полностью преобразован в хроммагнетит, заполняет ортопироксенит, бледно-зелёный хромдиопсид, плагиоклаз, биотит и сульфиды (пирротин, пентландит, редко халькопирит); иногда оливин и хромит содержат мелкие включения друг друга. Ввиду того, что форма кристаллов близка к изометричной, директивные текстуры выражены слабо. Термин дунит применяется для пород, содержащих больше 90% оливина; остальные разновидности выделяются как пойкилитовые гарцбургиты (благодаря коррозии кумулятивного оливина интерстициальным ортопироксеном его количество может достигать 40 %).

Оливин-хромитовые кумулаты образуют *Дунитовую линзу* в западной части плутона, где, вскрытую буровыми скважинами в районе Сопчинских озер, между горами Ниттис и Сопча. Линза имеет размеры примерно 1.5 x 3 км в плане и мощность от 100 до 700 м, увеличивающуюся в юго-восточном направлении, куда она погружается под углами 15-20° [Расслоенные..., 2004]. Сами дуниты представляют собой довольно однородные среднезернистые кумулаты, образованные очень магнезиальным оливином и высокохромистым хромитом. Примерно в средней части разреза линзы отмечается

горизонт хромититов, образованный чередованием хромитовых и оливин-хромитовых (с преобладанием хромитов) кумулатов мощностью от 5-10 до 35 м, также возрастающей в юго-западном направлении.

Судя по имеющимся буровым данным, эта линза несогласно залегает на образованиях верхов Перидотитовой и Пироксенитовой зон западной части горы Сопча, и в ее основании прослеживается горизонт габброноритов мощностью от 25 до 65 м. Принадлежность этой линзы к Мончеплутону дискуссионна.

Гранулярные гарцбургиты и перидотиты распространены в средних-верхних частях Перидотитовой зоны. В отличие от предыдущих кумулатов, здесь ортопироксен образует индивидуальные таблитчатые кристаллы, формирующие трахитоидную текстуру пород. За этим исключением характер интерстициального материала сохраняется. В породах верхней части разреза зоны хромит исчезает, количество оливина сокращается до 10-15%, и гарцбургиты сменяются оливинowymi ортопироксенитами. Характерной особенностью оливин-ортопироксеновых кумулатов Ньюда является повышенное содержание интерстициального плагиоклаза, достигающего иногда 15-20 об.%, в связи с чем предшествующие исследователи по формальным признакам их называли оливинowymi норитами.

4. Пироксениты (мощность 300 – 700 м в зависимости от эрозионного среза).

Пироксенитовая зона наиболее широко и полно представлена в пределах НКТ и Сопчи, заметно уменьшаясь в мощности от 600-700 м до 200-300 м на Ньюде и Поазе. Она образована в основном ортопироксеновыми кумулатами. Кумулятивный ортопироксен образует идиоморфные призматические кристаллы. Интерстициальный материал представлен диопсидом, плагиоклазом, флогопитом, кварцем, магнетитом и сульфидами (преимущественно пирротинном). Количество интерстициального материала минимально на участках НКТ и Сопча

Особенностью строения зоны пироксенитов является присутствие в верхней части ее разреза на горе Сопча 2-3-метрового «Перидотитового», или рудного пласта Сопчи. Это выдержанный горизонт тонкорасслоенных (миллиметры-первые сантиметры) кумулатов гарцбургитового и дунитового состава, содержащих обильную вкрапленность Cu-Ni сульфидов. В пласте часто наблюдаются сложные изгибы, мелкие складки, напоминающие складки оползания полужидкого осадка в осадочных комплексах, линейные текстуры и другие морфологические особенности, свидетельствующие о

течении полужидкого материала при его формировании. Как в кровле, так и особенно в подошве пласта наблюдаются эруптивные автобрекчии мощностью до 1-1.5 м, где мелкие угловатые, реже овально-удлиненные фрагменты пласта цементируются подстилающими ортопироксенитами. В восточной части горы этот пласт распадается на несколько линз [Расслоенные..., 2004].

Очень сложным строением отличается западный склон горы Нюд («терраса Нюда»), описываемый обычно как «Критический горизонт». Здесь среди образований Перидотитовой и Пироксенитовой зон наблюдаются многочисленные круто - и пологопадающие тела мелкозернистых пород мощностью от десятков сантиметров до 20-30 м. Они сложены массивными и тонкорасслоенными микроноритами, микрогабброноритами, реже плагиоклазовыми ортопироксенитами, а иногда даже плагиоклазовыми микрогартцбургитами. В ряде случаев тела микроноритов имеют лейкократовую оторочку, а часть из них содержит обильную вкрапленность Cu-Ni сульфидов. Нередко в телах микроноритов содержатся согласные линзовидные включения своеобразных шпинель-кордиеритовых пород, так называемых сэдберитов [Шарков, 2006].

Ранее эти тела микроноритов рассматривались в качестве ороговикованных ксенолитов кровли плутона, сложенной предположительно образованиями Имандра-Варзугской серии [Елисеев и др., 1956; Козлов и др., 1967]. Однако детальное изучение показало, что они имеют интрузивные контакты с кумулатами плутона, содержат их ксенолиты, а сэдбериты представляют собой ороговикованные ксенолиты архейских кордиеритовых гнейсов из подошвы интрузива [Шарков, 2006]. Эти тела микроноритов рассматриваются в качестве подводящих каналов новых внедрений расплава в затвердевающую интрузивную камеру плутона; в частности, с подобными внедрениями связывается формирование рудного пласта Сопчи [Шарков, 2006; Припачкин и др., 2009].

5. *Меланократовые и мезократовые пойкилитовые нориты (100 – 300 м);*
6. *Оливиновые нориты (100-300 м);*
7. *Мезократовые нориты (до 400 м);*
8. *Габбронориты (до 500 м).*

Норитовая зона состоит из среднезернистых мезократовых ортопироксен-плагиоклазовым кумулатов, слагающих верхнюю часть разреза восточной части плутона, причем нориты преобладают на Нюде, а габбронориты – на Поазе. Плагиоклаз

представлен битовнитом, ортопироксен – энстатитом и клинопироксен – авгитом (в габброноритах). В состав интерстициального материала входят кварц, биотит, апатит, титаномагнетит, сульфиды (пирротин, халькопирит), а в собственно норитах – и клинопироксен. В нижней части зоны, вдоль границы с нижележащими ортопироксенитами, наблюдается ритмичное их переслаивание с норитами.

Максимальным распространением пользуются породы массивов Ниттис-Кумужья-Травяная, Сопча, Нюд–Поаз и Вуручайвенч, составляя в целом лополит: поперечные разрезы имеют вид чаши, за исключение района предгорий Вуручайвенч, где пластообразное тело интрузивных пород плутона моноклинально погружается под эффузивно-осадочные образования Имандра-Варзугской зоны. В плане перечисленные массивы имеют дугообразную форму.

Глава 2. Геологическое строение и петрография участков

Участок Сопча

Участок Сопча расположен в пределах массива г. Сопча, который принадлежит субширотной ветви Мончегорского плутона и представляет собой расслоенную интрузию. В нижней части массива преобладают перидотиты, а в верхней части развита мощная ортопироксенитовая толща (рис. 3).

Помимо принадлежности к расслоенной серии Мончеплутона, массив г. Сопча может рассматриваться как нижний член серии Сопча-Морошковое-Вуручайвенч.

В начале 1930-х годов на западном склоне горы Сопча было открыто месторождение сульфидных руд, названное рудным пластом «З30» (далее «рудный пласт Сопчи»), привело к многолетней дискуссии о происхождении месторождения и пласта в целом. Это обусловлено тем, что пласт, представляющий собою относительно маломощное, сложно построенное тело ультрамафитов, залегает в однообразных, безрудных ортопироксенитах и содержит сульфидное и платинометальное оруденение.

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

Рудный пласт Сопчи прослеживается на дневной поверхности и буровыми скважинами по всему периметру на склонах горы Сопча на высотной отметке 270-330 м.

(рис. 3). Морфология пласта сложная, на разрезе меридионального направления он характеризуется мульдообразной формой, а на субширотном разрезе имеет пологое падение на юго-восток. Для западной части пласта установлено выдержанное залегание, тогда как на востоке и юго-востоке он представлен в форме удлинённых линз.

Пласт неоднороден по своему внутреннему строению и сложен прерывистыми слоями оливиновых и оливинсодержащих пород: дунитов, перидотитов (гарцбургитов), оливиновых пироксенитов и плагиоклазовых пироксенитов общей мощностью от 1 до 5 м. При этом количество пород, обогащенных оливином, уменьшается в восточном направлении и на восточном склоне горы Сопча дуниты и гарцбургиты отсутствуют.

Положение пласта часто нарушается поперечными нарушениями взбросового и сбросового типа с амплитудой смещения от нескольких метров до десятка метров. Наряду с ним наблюдаются отдельные тела сложной формы [Козлов, 1973]. По данным исследований [Расслоенные..., 2004], часть из них представляет собою тектонически смещенные блоки пласта, а часть – фрагменты более мелких линз-сателлитов.

По данным бурения, пласт продолжается и в нескрытой эрозией части массива, разделяясь нарушениями на три сегмента: западный, центральный и восточный, из которых наиболее мощным и рудоносным является западный (рис. 3).

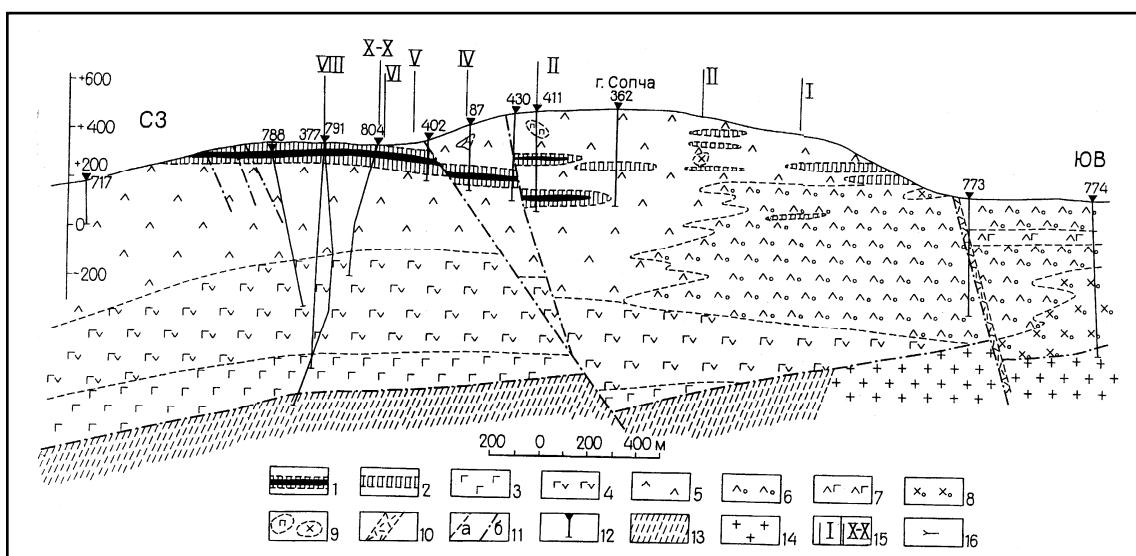


Рис. 3. Схематический продольный геологический разрез массива г. Сопча и положение его рудного пласта [Расслоенные..., 2004].

1 – породы рудного пласта Сопчи; 2 – породы линз, сложенных ортопироксенитами, оливиновыми ортопироксенитами и плагиопироксенитами; 3 – гарцбургиты; 4 – зона переслаивания гарцбургитов, оливиновых ортопироксенитов и ортопироксенитов; 5 – ортопироксениты; 6 – переслаивание плагиопироксенитов и

меланократовых норитов; 7 – переслаивание оливиновых норитов и плагиоклазоливиновых ортопироксенитов; 8 – меланократовые нориты; 9 – ксенолиты норитов, габброноритов, дунитов и пойкилитовых перидотитов; 10 – дайки основных пород и лампрофиров; 11 – границы пород (а) и контакта массива (б); 12 – скважина и ее номер; 13 – гнейсы и кристаллические сланцы архейского комплекса; 14 – гнейсовидные гранодиориты.

Геологическое строение западной части рудного пласта Сопчи

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

мономинеральных ортопироксенитов с крупными линзами плагиоклазсодержащих крупнозернистых разновидностей мощностью 165 см. Последняя зона постепенно вверх по разрезу сменяется оливиновыми ортопироксенитами, а затем ортопироксенитами,

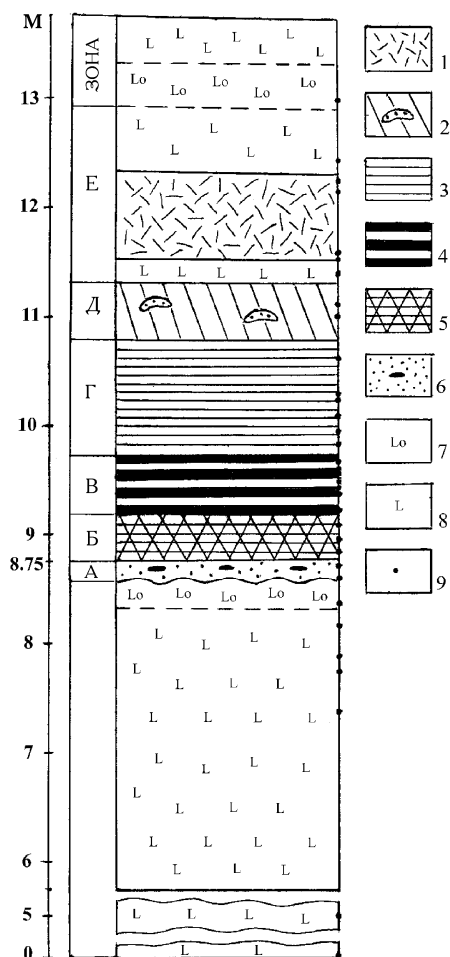


Рис. 4. Обобщенный вертикальный разрез рудного пласта Сопчи в районе карьера [Расслоенные ..., 2004]; 1 – ортопироксенит с крупными линзами плагиоклазсодержащих крупнозернистых разновидностей; 2 – слабополосчатый гарцбургит с «псевдобрекчиями» оливинсодержащего ортопироксенита; 3 – полосчатый гарцбургит-ортопироксенит; 4 – ритмическое переслаивание гарцбургита и ортопироксенитсодержащего дунита; 5 – дунит; 6 – ортопироксенит с «псевдобрекчиями»; 7 – оливиновый ортопироксенит; 8 – ортопироксенит; 9 – места отбора образцов и проб

сходными с породами, подстилающими ритмически расслоенный горизонт.

Заслуживает отдельного рассмотрения нижний контакт между породами рудного пласта и подстилающими породами. К нему приурочены так называемые «псевдобрекчии» (рис. 5), которые многими геологами рассматривались как ксенолиты дунитов [Козлов, 1973], сцементированные ортопироксенами, и на этом основании ортопироксениты относились к более поздним образованиям по отношению к породам рудного пласта. В результате детального их изучения [Расслоенные..., 2004] было установлено, что они представляют собою фрагменты подвергнутого магматической эрозии первого снизу слоя оливинового кумулата, который начал откладываться на ортопироксеновом кумулате. Форма этих образований – от близкой к округлой до микроскладчатой, сложно дислоцированной в результате вязкопластичного течения.

Составы минералов, слагающих «псевдобрекчию» и перекрывающие породы (дуниты–гарцбургиты) идентичны. Характерной их особенностью являются значительные вариации состава даже в пределах одного шлифа.



Рис. 5 Нижняя зона с «псевдобрекчиями», залегающими вблизи нижнего контакта рудного пласта Сопчи. Длина линейки 15 см [Расслоенные..., 2004]

Запад

Восток

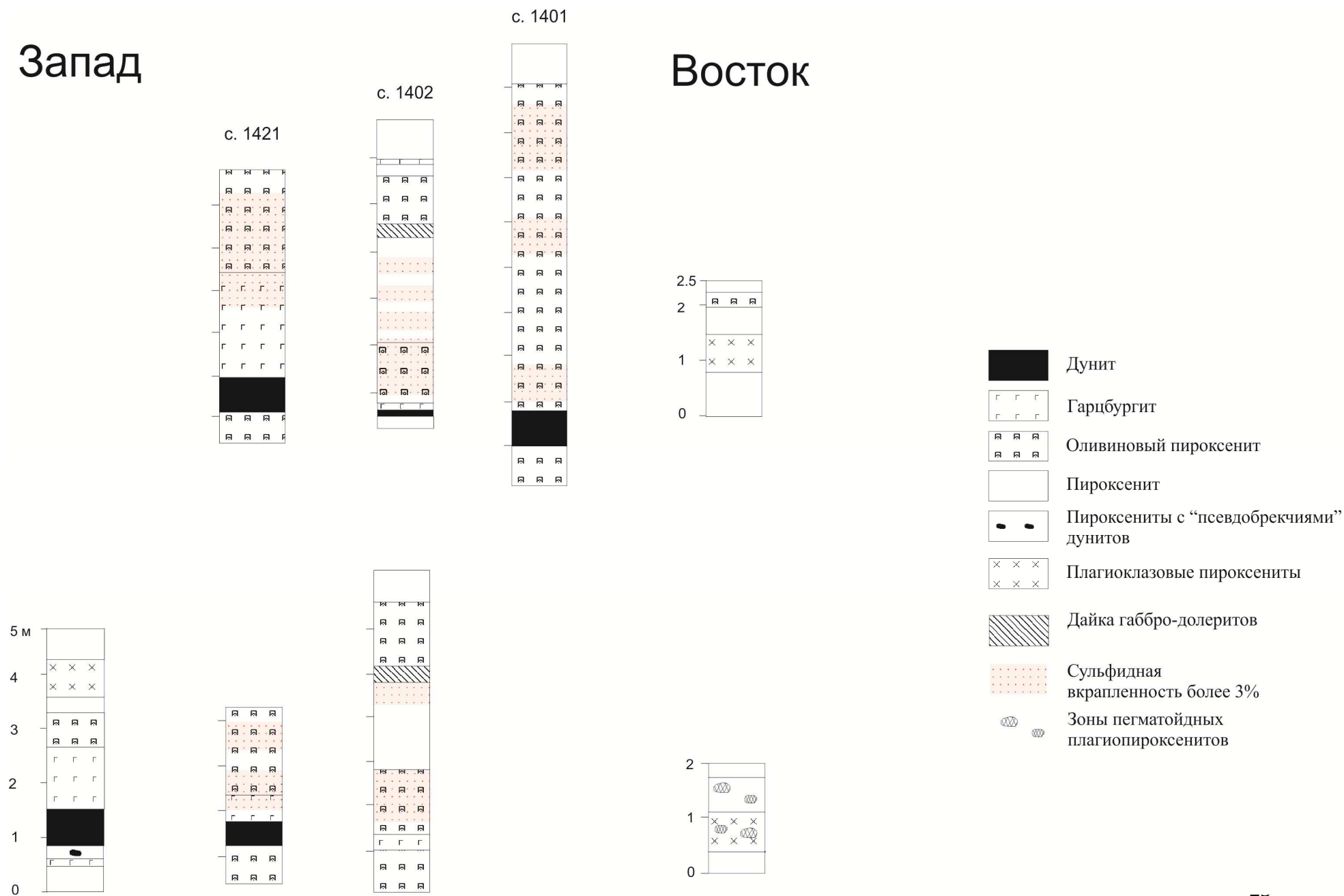


Рис. 6. Схематический субширотный разрез рудного пласта Сопчи. Положение скважин по

[Нерадовский, 2002]

Геологическое строение восточной части рудного пласта Сопчи

В ходе многолетних исследований рудного пласта Сопчи традиционно лучше изученной оставалась его западная часть. В связи с поисковыми работами на платинометалльное оруденение, которые проводились в пределах субширотной ветви Мончегорского плутона в 1999-2003 гг. [Припачкин и др., 2005], было исследовано геологическое строение и оруденение пласта в восточной части горы Сопча.

На участке детальных работ в толще мелко-среднезернистых пироксенитов выявляется два уровня, в пределах которых фиксируется контрастная расслоенность (рис. 7).

Нижний расслоенный горизонт (I на рисунке 7. Б) расположен на уровне высотной отметки 225 м. Вмещающими породами являются неравномернозернистые пироксениты (ортопироксеновые кумулаты), ниже по разрезу – мелкозернистые плагиопироксениты (ортопироксеновые кумулаты с интеркумулусным плагиоклазом и, в редких случаях, также с интеркумулусным авгитом). Нижний расслоенный горизонт имеет мощность 2-3 м, по простиранию он прослежен на 140 м, падение пластов юго-западное под углом 10-15°.

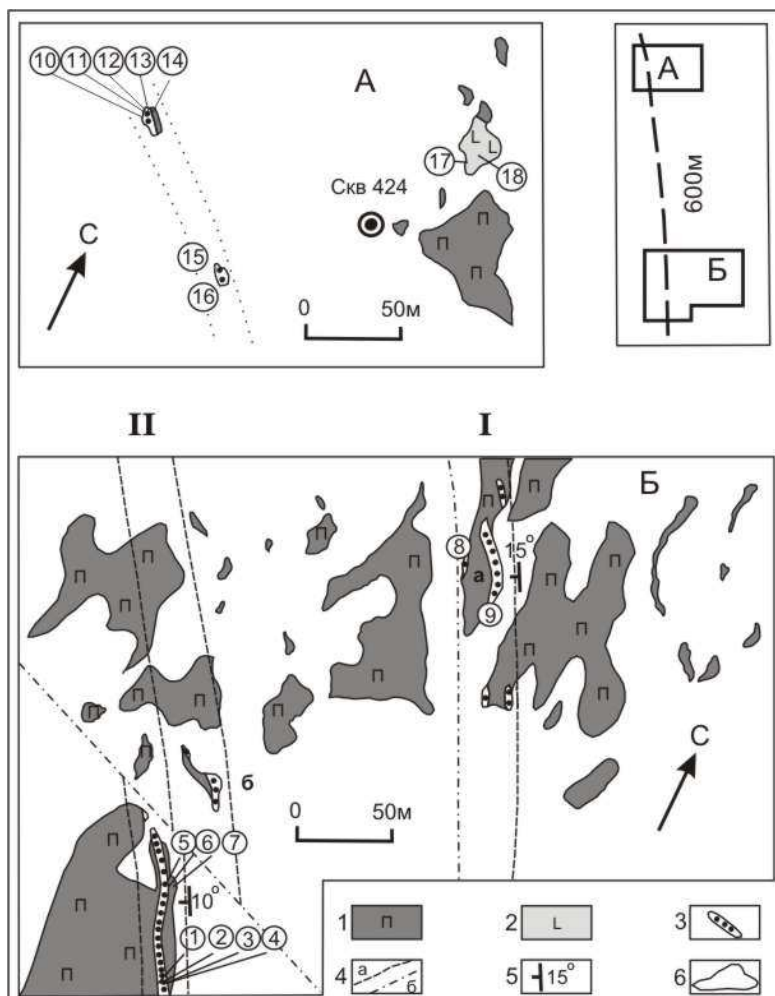


Рис. 7. Схемы геологического строения детальных участков на восточном склоне горы Сопча. [Припачкин и др., 2005]

1 – пироксениты; 2- дуниты; 3 – выходы расслоенных пород рудного пласта Сопчи; 4а – границы развития пород рудного пласта Сопчи; 4б – тектонические зоны; 5 – элементы залегания расслоенности; 6 – контуры коренных обнажений.

Горизонт представлен серией слоев мелко- и среднезернистых пироксенитов с массивной текстурой, среди которых размещаются слои и тела сложной формы, состоящие из мелко-среднезернистых мезократовых норитов и плагиопироксенитов с параллельной и пятнисто-шлировой текстурами и текстурой течения (рис. 8 Б, 9 а). Отмечается ветвление и изгиб слоев плагиопироксенитов и норитов вокруг тел массивных пироксенитов (рис. 8 Б).

Мощности чередующихся слоев – 0.2-2 м, падение в юго-западном направлении под углами 10-15°. В прикровельной части этого расслоенного горизонта наблюдаются тела пегматоидных пироксенитов сложной формы (рис. 9 а).

Контакт нижнего расслоенного горизонта с вышележащей толщей подчеркнут синформным разрывным нарушением, вблизи которого пироксениты интенсивно куммингтонитизированы, оталькованы и рассланцованы. Залегающая выше толща сложена среднезернистыми пироксенитами.

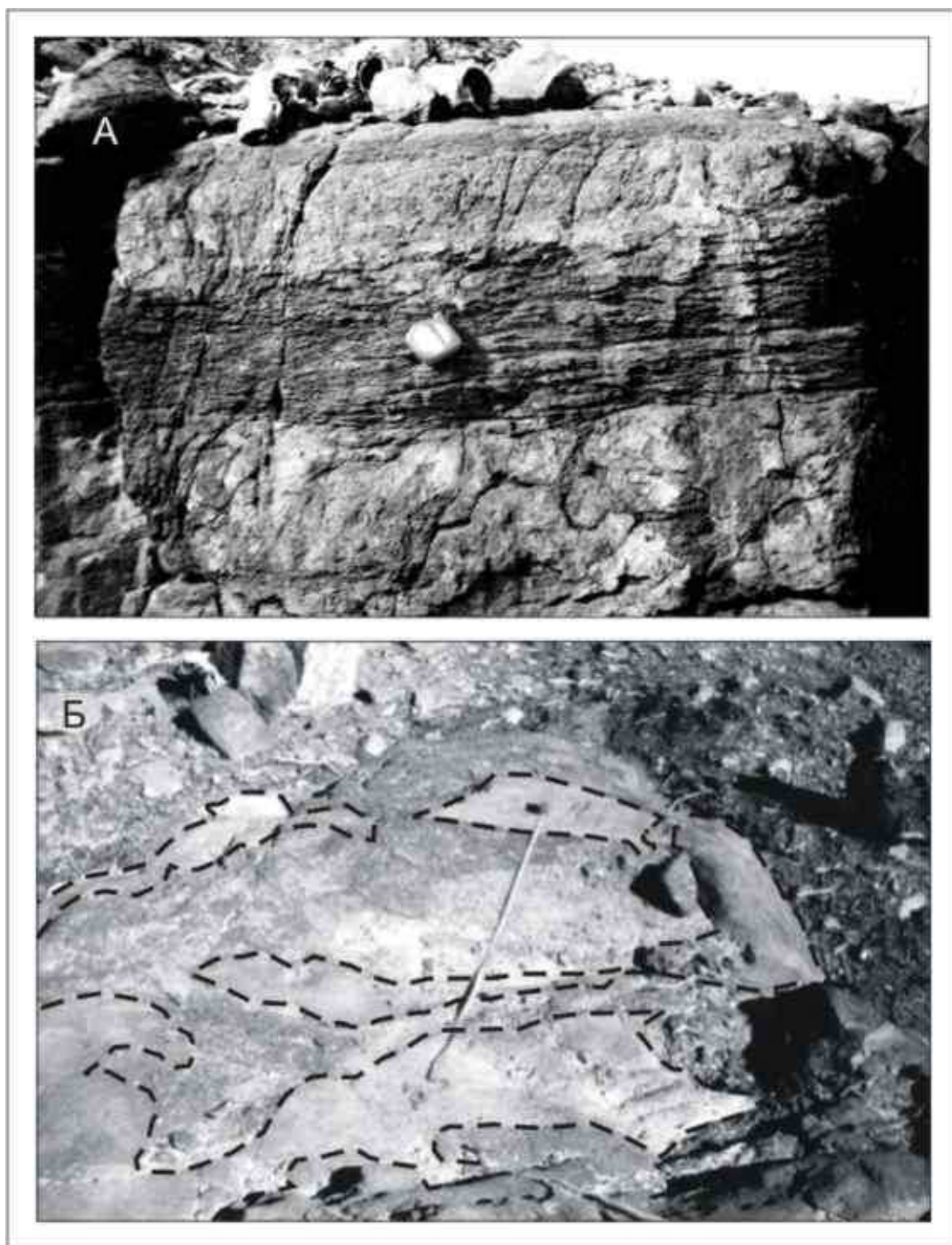


Рис. 8. Отчетливые слои плагиопироксенитов с параллельной текстурой среди массивных пироксенитов в верхнем горизонте рудного пласта Сопчи (II на рис. 7. Б); размер рулетки 7 см (А) [Припачкин и др. 2005]. Обтекание блоков массивных пироксенитов изогнутыми слоями и линзами плагиопироксенитов и норитов с параллельной текстурой и текстурой течения в нижнем горизонте рудного пласта Сопчи (I на рис. 7 Б), границы пород обведены пунктиром; лента рулетки вытянута на 1 м (Б).

Верхний расслоенный горизонт (II на рисунке 7 Б) локализован в пироксенитах (с единичными зернами оливина) на уровне 270-275 м. Максимальная истинная мощность горизонта, зафиксированная в скальных уступах, достигает 5 м; падение пластов также в юго-западном направлении под углами 5-10°. Горизонт прослежен на расстояние около 120 м по простиранию и смещен вдоль северо-восточного разрывного нарушения примерно на 30м.

Горизонт представлен чередованием разномзернистых пироксенитов, плагиопироксенитов и норитов, реже - оливиновых пироксенитов. Мощности слоев – 0,5-2м. Отчетливо выделяются в разрезе слои крупномзернистых плагиопироксенитов с параллельной текстурой (рис. 8 А, 9 б).

Выше по разрезу залегает толща среднезернистых массивных пироксенитов с широко развитыми в ней дайками мелкозернистых долеритов и лампрофиров (мощностью до 5-7 м), имеющих северо-западное простирание (290°) и субвертикальное падение.

Выходы рудного пласта Сопчи (верхний горизонт) также выявлены в 600 м к северо-западу (рис. 7 А). Пласт здесь представлен чередованием слоев пироксенитов с различным размером зерен – от мелких до крупных и пегматоидных, мощность отдельных слоев – от 0,4 до 0,7 м.

Расслоенные горизонты в восточной части горы Сопча расположены на более низких гипсометрических уровнях, вероятно, вследствие развития сбросовых тектонических нарушений в центральной части интрузии [Припачкин и др. 2005].

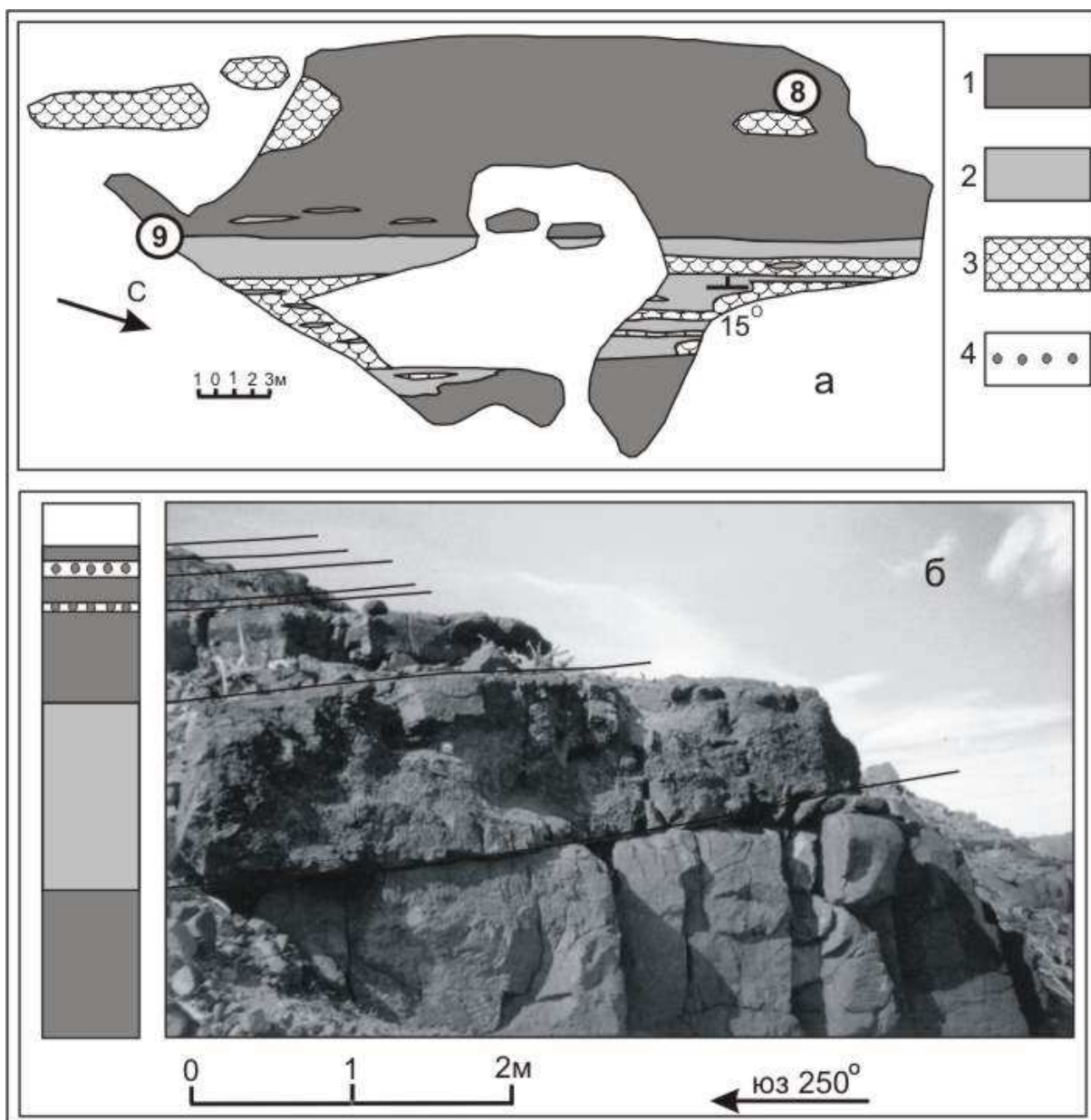


Рис. 9. Вверху (а) - детальная зарисовка обнажения (участок «а» на рис. 7 Б); внизу (б) – фотография обнажения и стратиграфическая колонка (участок «б» на рис. 7 Б). 1 – пироксениты с массивной текстурой; 2 – плагиопироксениты и нориты с параллельной текстурой и текстурой течения; 3 - пегматоидные плагиопироксениты; 4 – оливиновые и оливинсодержащие пироксениты. [Припачкин и др., 2005]

Петрография участка рудного пласта Сопчи

Детальный петрографический анализ шлифов, сделанных по породам, позволил выявить наличие 6 различных пород на территории рудного пласта Сопчи и вмещающих пород.

Породы рудного пласта Сопчи:

1. Нориты
2. Ортопироксениты (в т.ч. оливиновые, плагиоклазовые)
3. Гарцбургиты
4. Дуниты

Вмещающие породы:

5. Ортопироксенит

Дайковый комплекс Мончеплутона

6. Габбро-долерит:

Петрографическое различие западной и восточной части пласта хорошо выявляется в изученных шлифах. Так, для восточной части характерно развитие преимущественно плагиоклазовых и пироксеновых разностей - пироксениты, плагиопироксениты, нориты с преобладанием ортопироксена (образцы S01-S17). В западной части пласта развиты оливин-пироксеновые породы – пироксениты, гарцбургиты, оливиновые пироксениты (S18-S42). Эта петрографическая особенность отмечается во многих литературных изданиях, посвященных объекту исследований [Расслоенные... 2004, Припачкин и др. 2009].

Нориты. Текстура массивная. Структура: Крупно-среднезернистая, гипидиоморфнозернистая, равномернозернистая, с развитием идиоморфных зерен ортопироксена и неправильных зерен плагиоклаза

Наиболее распространен ортопироксен (до 60%). Кристаллы вытянутые и короткопризматические, иногда идиоморфные округлые размером 1 – 3 мм. Бесцветен. Обладает совершенной призматической спайностью, относительно которой гаснет прямо. Ортопироксен замещается по трещинам серпентиновым агрегатом.

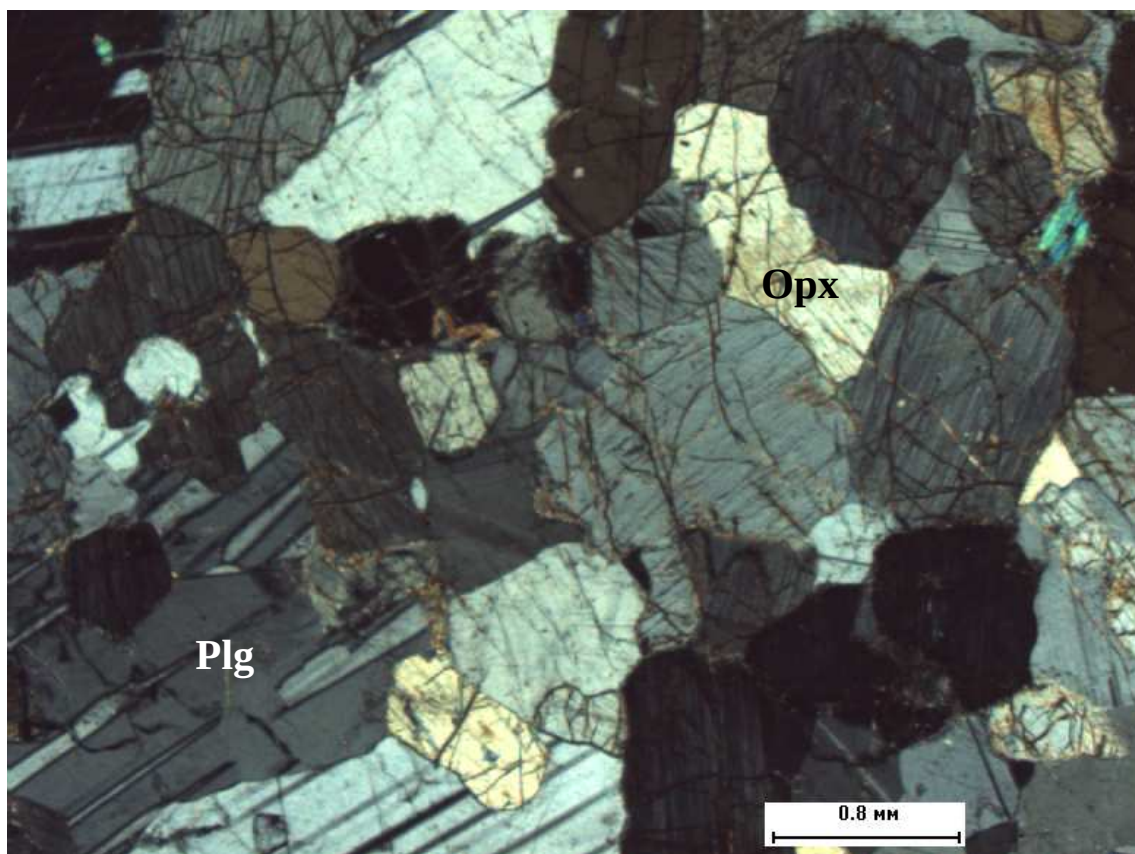


Рис. 10. Фотография шлифа норита; Plg - плагиоклаз, Орх – ромбический пироксен

Плагиоклаз занимает интерстиции между зёрнами ортопироксена. Ксеноморфные зёрна размером 0,5 – 1 мм. Наблюдаются полисинтетические двойники с хорошо выраженными структурами. Плагиоклаз соответствует андезину-лабрадору № 50. Изменения минимальны и представлены мелкозернистым сосюритовым агрегатом. Редко наблюдаются зерна оливина, серпентинизированные по контуру. Также наблюдаются единичные зерна клинопироксена. Рудные минералы – редкие ксеноморфные зерна до 0,3 мм. занимают интерстиционное пространство между пироксеном и плагиоклазом, а также ассоциируют с вторичными минералами

Ортопироксениты являются наиболее распространенными. Среди них выделяются плагиоклазовые и оливиновые разновидности. Текстура массивная. Структура крупно-среднезернистая, равномернозернистая, гипидиоморфнозернистая, обусловлена развитием гипидиоморфных зерен пироксена

Ортопироксен содержится в породах от 60 до 100%. Зерна вытянутые и короткопризматические, иногда идиоморфные округлые размером 1 – 3 мм. Бесцветен. Обладает совершенной призматической спайностью, относительно которой гаснет прямо. Ортопироксен замещается по трещинам серпентиновым агрегатом. Кристаллы оливина (не более 15%) изометричные, до округлых, размерами 0,5 – 1,5 мм. равномерно распределены по породе. В шлифах бесцветен с высокими цветами интерференции. Зерна плагиоклаза (не более 15%) размерами около 0,5 мм занимают интерстиции между зёрнами ортопироксена. Ксеноморфные зёрна размером 0,5 – 1 мм. Наблюдаются полисинтетические двойники с хорошо выраженными структурами. Плагиоклаз соответствует андезину-лабрадору № 50. Изменения минимальны и представлены мелкозернистым соссюритовым агрегатом. Клинопироксен встречается редко с размерами кристаллов до 1 мм. Бесцветен с низкими цветами интерференции. Хорошо видны трещины призматической спайности, относительно неё гаснет косо. Замещается по трещинам хлоритом. Рудные минералы – ксеноморфные зерна до 0,3 мм. занимают интерстиционное пространство между пироксеном и плагиоклазом, а также ассоциируют с вторичными минералами

Гарцбургит. Текстура массивная. Структура крупно-среднезернистая, гипидиоморфнозернистая, равномернозернистая, с развитием идиоморфных зерен оливина и зерен плагиоклаза в интеркумулусе. Оливин (50%) – представляет основную массу породы. Зерна изометричные, до округлых, размерами 0,5 – 1,5 мм. В шлифах бесцветен с высокими цветами интерференции. Зерна ортопироксена (50%) вытянутые и короткопризматические, иногда идиоморфные округлые размером 1 – 3 мм. Бесцветен. Обладает совершенной призматической спайностью, относительно которой гаснет прямо. Ортопироксен замещается по трещинам серпентиновым агрегатом.

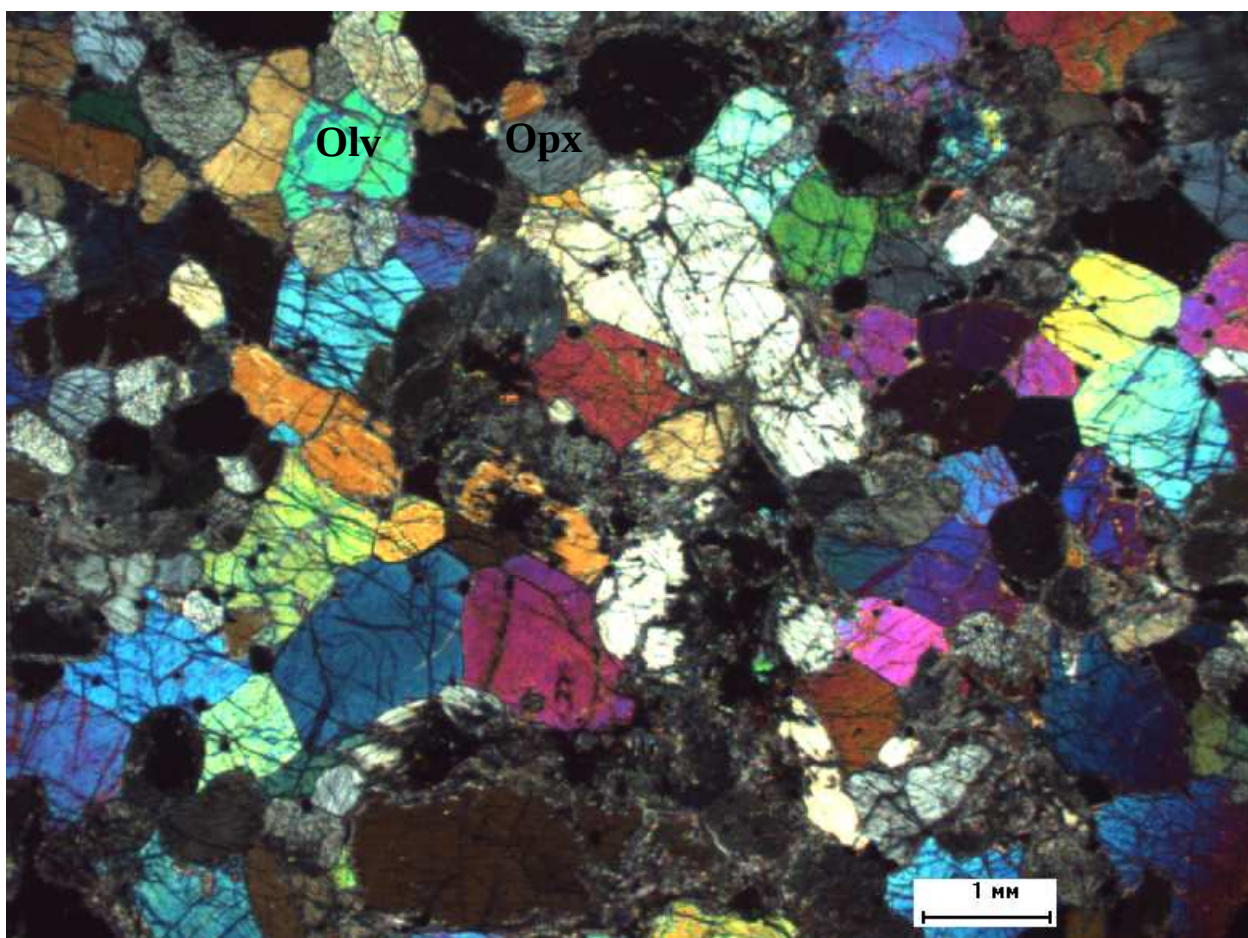


Рис. 11. Фотография шлифа гарцбургита: Olv - Оливин, Орх - Ромбический пироксен

Рудные минералы – ксеноморфные зерна до 1 мм. занимают интерстиционное пространство между пироксеном и плагиоклазом, а также ассоциируют с вторичными минералами. Вторичные изменения представлены серпентином, тальком, куммингтонитом (до 1%). Они образуют скопления на границах оливина и ортопироксена до 1 мм.

Дуниты. Текстура пород массивная. Структура: Крупно-среднезернистая, гипидиоморфнозернистая, равномернозернистая, с развитием идиоморфных зерен оливина и зерен плагиоклаза в интеркумулусе.

Оливин (80%) представляет основную массу породы. Зерна изометричные, до округлых, размерами 0,5 – 1,5 мм. В шлифах бесцветен с высокими цветами интерференции.

Зерна ортопироксена вытянутые и короткопризматические, иногда идиоморфные округлые размером 0,5 – 2 мм. Бесцветен. Обладает совершенной призматической спайностью, относительно которой гаснет прямо. Ортопироксен замещается по трещинам серпентиновым агрегатом. Вторичные изменения представлены серпентином, тальком, куммингтонитом (до 1%). Они образуют скопления на границах оливина и ортопироксена до 1 мм.

Габбро-долерит относится к дайковому комплексу Мончеплутона. Текстура: Массивная Структура: Офитовая, гипидиоморфнозернистая, равномернозернистая.

Зерна клинопироксена (около 45%) вытянутые по длинной оси до 1 мм, по короткой 0,1 - 0,3 мм. С буроватым оттенком и низкими цветами интерференции. Хорошо видны трещины призматической спайности, относительно неё гаснет косо. Замещается по трещинам хлоритом. Плагноклаз (50%) – представлен специфическими сноповидными агрегатами до 0,5 мм в поперечнике, которые обрастают зёрна ортопироксена. Кристаллы в агрегатах длиной до 2 мм. Полисинтетические двойники развиты слабо. Плагноклаз соответствует андезину. Изменения минимальны и представлены мелкозернистым сосюритовым агрегатом. Рудные минералы – ксеноморфные зерна до 0,2 мм. занимают пространство между кристаллов плагноклаза в «снопах». Хлорит-серицитовый агрегат в основном образуется по границам минералов.

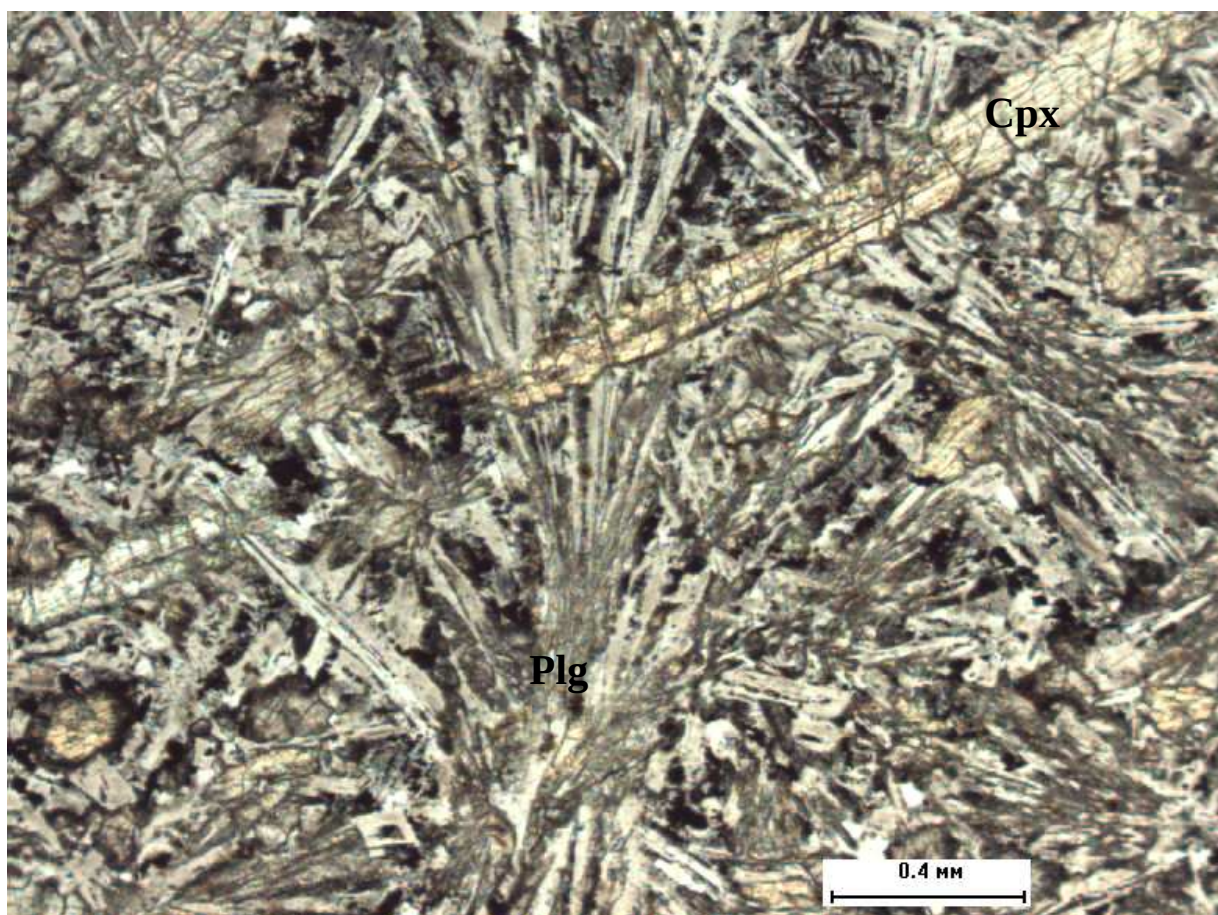
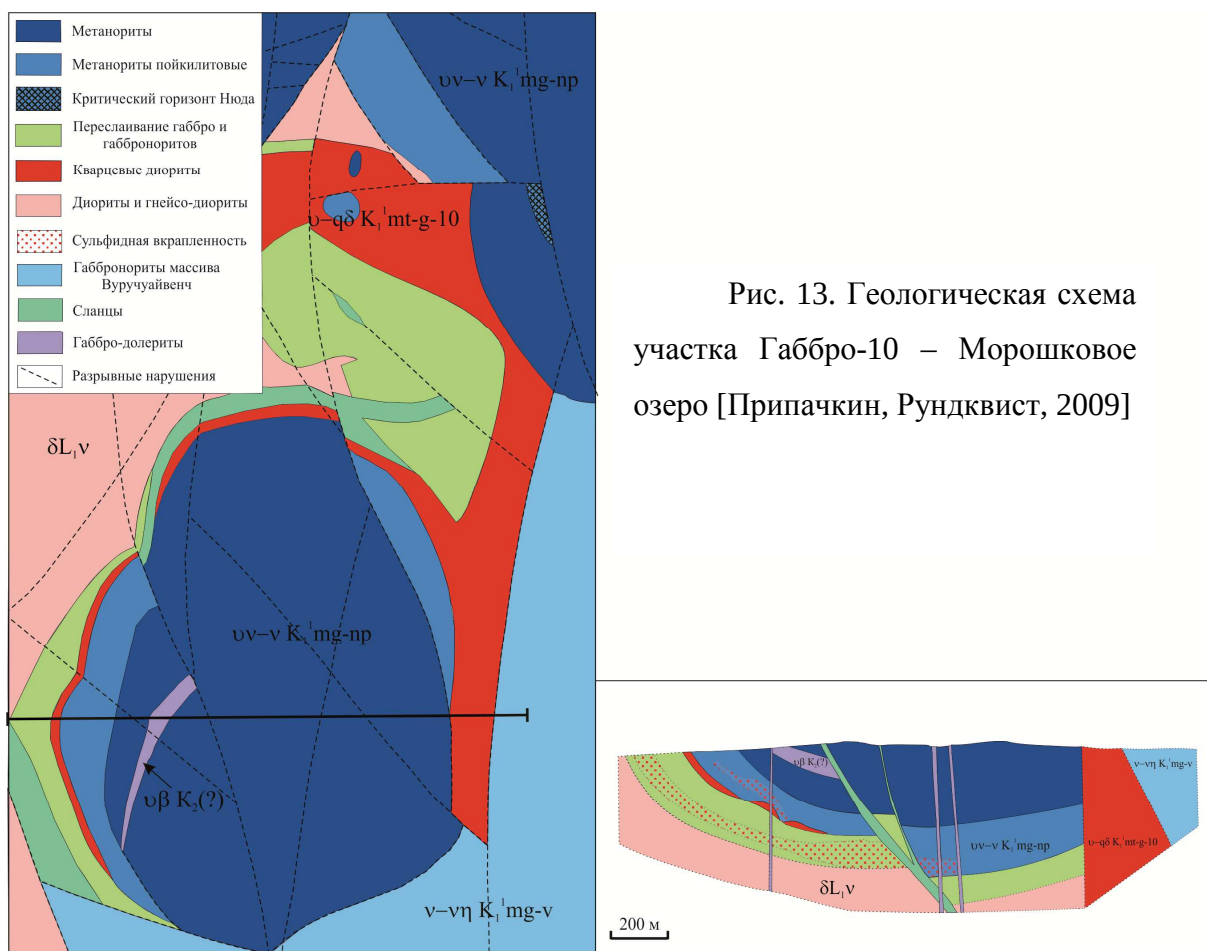


Рис. 12 Фотография шлифа габбро-долерита (S 43); Plg - плагиоклаз, Cpx - Моноклинный пироксен. Николи параллельны.

В целом, существенное различие в породах западной и восточной части рудного пласта Сопчи состоит в сокращении оливиновых пород на востоке. Этот, а также такие факторы, как кумулусные структуры, макрорасслоенность и наличие пегматоидных пород помогает четко разделять породы пласта и вмещающих пород

Участок Морошковое

В зоне сочленения Мончегорского и Мончетундровского расслоенных мафит-ультрамафитовых плутонов, тяготея к южной границе Мончегорского плутона, расположен участок Морошковое (рис.13), известный также как массив Морошковое озеро. В 1930-е годы XX века здесь проводились широкие геофизические и геологические поисковые работы на Cu и Ni. В результате было разведано небольшое по запасам Cu-Ni месторождение, которое к концу 1940-х гг. было выработано.



Из-за небольших размеров, малой мощности и низких рудных перспектив этот массив детально не разбуривался и изучен значительно хуже, чем другие массивы южного обрамления Мончеплутона.

В плане массив участка Морошковое озеро представляет собой чашеобразное тело норитов массива Нюд ($uv-v K_1^1 mg-np$), к востоку погружающееся под нориты и пойкилитовые нориты Нюда и габбронориты Вуручайвенча (рис. 13). Массив представлен чередованием блоков следующих пород (с запада на восток), соответствующих латерально-вертикальной расслоенности:

- переслаивание габбро и габброноритов;

- метанориты пойкилитовые;
- метанориты.



Рис. 14. Нориты массива Нюд. Включения магнетита и сульфидов (рыжие каверны выветривания выделены на правом рисунке) в жильных телах крупнозернистых габброидов.

Породы массива залегают на гнейсо-диоритах вежетундровского комплекса. Контакт тектонизирован, падение его под углами 40 - 70°, с глубиной выполаживается до субгоризонтального. Среди среднезернистых вмещающих метаноритов и габброноритов наблюдаются отдельные зоны крупнозернистых, иногда до пегматоидных метагабброидов, которые ближе к центральной части жильных и линзовидных тел становятся более раскристаллизованными. На контакте среднезернистых и крупнозернистых пород наблюдается кайма мощностью ~1-3 см, сложенная темноцветными минералами крупнозернистой структуры. В пределах этих неправильных и жильных тел наблюдаются включения магнетита, хромита (?) и сульфидов (рис. 14).

По западному контакту габброноритов с вмещающими диоритами проходит мощная зона смятия, представленная актинолитовыми, амфиболито-хлоритовыми и кварцево-хлоритовыми сланцами, образованные по норитам. Направление простирания этой зоны в северной части совпадает с направлением простирания контакта и падает на юго-запад; в южной части, где контакт делает поворот на юго-запад, зона проходит целиком в норитах. Падение этой зоны направлено на восток под углом 40-60°. На геологических картах эта зона названа Лампрофировым сбросом.

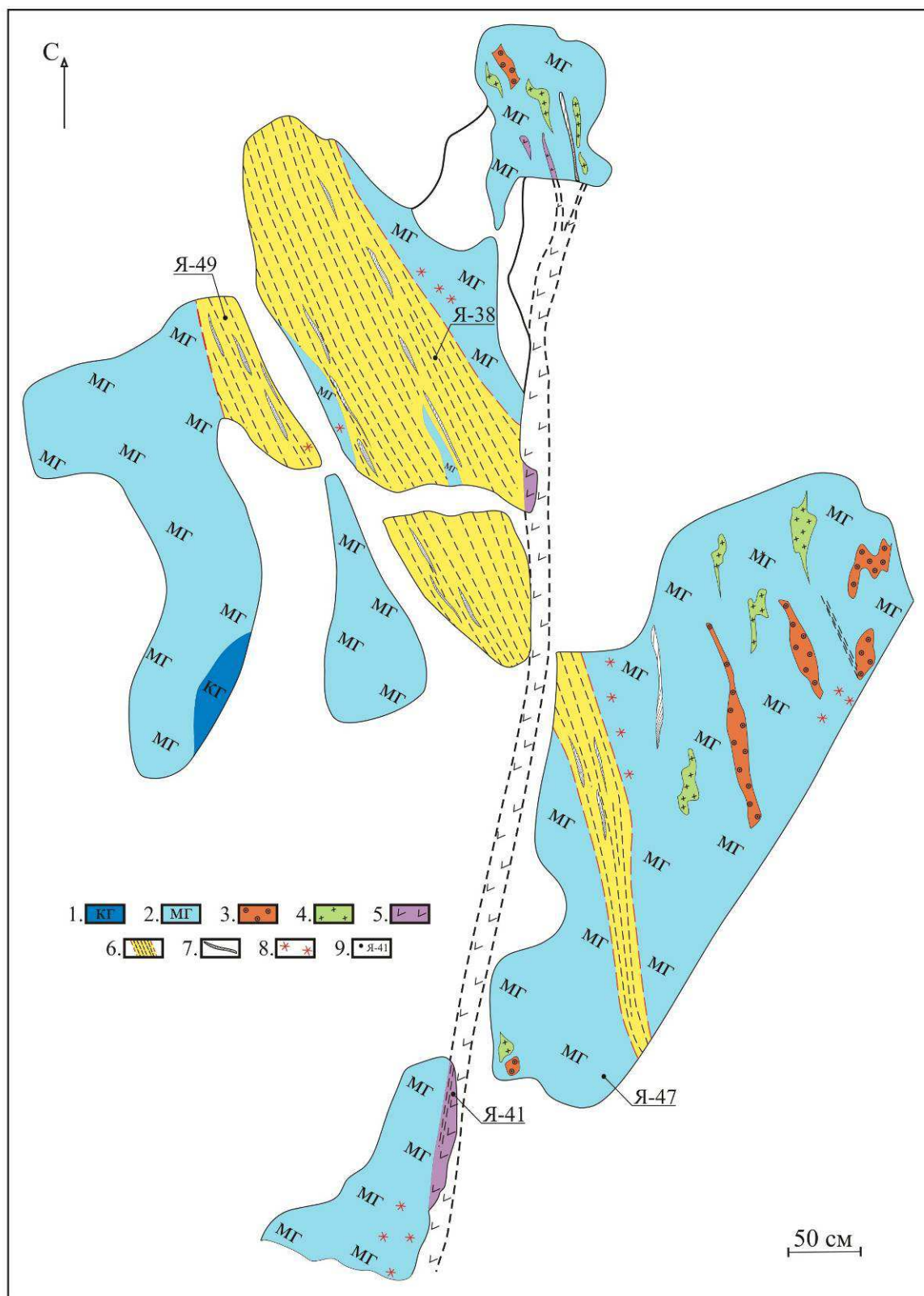


Рис. 15. Схематическая зарисовка тектонической зоны на участке Морошковое озеро: 1 - метагаббронорит; 2 - метанорит; 3 - лейкократовые участки метаноритов; 4 - меланократовые участки метаноритов; 5 - мелкозернистый габбродолерит (дайка); 6 - зона рассланцевания и смятия; 7 - кварцевые жилы; 8 - проявления сульфидной минерализации; 9 - точки взятия образцов.



Рис.16. Тектоническая зона в габбронорите (А) и сопровождающая ее сульфидная минерализация (Б).

Мощность зоны составляет местами около 35 метров, в большинстве же случаев она значительно меньше, порядка 5 – 10 метров. На глубине эта зона уменьшается по мощности и выполаживается. Характерно, что почти на всем своем протяжении эту зону использовали при внедрении жилы лампрофиров, габбро-долеритов и кварцевых альбитофиров. Подобные, более мелкие тектонические зоны развиты повсеместно на участке и сопровождаются сульфидным оруденением (рис. 16).

На удалении от тектонической зоны, в ненарушенных тектоникой метаноритах и метапироксенитах, обнаружены жильные тела плагиоклаз-пироксенового и амфиболового состава с магнетитовой и сульфидной минерализацией.

Жилы Морошкового озера имеют множество апофиз, сильно варьируют по составу от полностью пироксеновых до преимущественно плагиоклазовых разностей. Многие жилы интенсивно метасоматизированы с образованием плагиоклаз-хлорит-амфиболовых участков. По морфологии и минеральному составу жилы исследованного участка близки к жилам Сопчинского жильного поля.

Наиболее мощные жилы в центральной части участка сложены крупнозернистой массивной



Рис. 17. Гнездовая сульфидная вкрапленность в плагиоклаз-пироксеновой жиле на участке Морошковое озеро.

породой, где хорошо видны крупные выделения магнетита и более мелкая сульфидная вкрапленность (рис. 17). Содержание магнетита и сульфидов изменчиво - от единичных зерен до 3 об. %.

Среди жил существенно выделяются 2 типа. Жилы формировались в разное время, на что указывает их пересечения, а также состав основных породообразующих и рудных минералов.

1. Жилы, сложенные норитами с сульфидной минерализацией. Мощность этих жил составляет 10 – 35 см. Породы имеют массивное крупнозернистое сложение. На выветрелой поверхности порода тёмно-серого цвета, в сколе – тёмно-серого (до чёрного). По контуру жильного тела часто наблюдается рыжая каёмка. В штупе различимы крупные зёрна сульфидов (рис. 17).

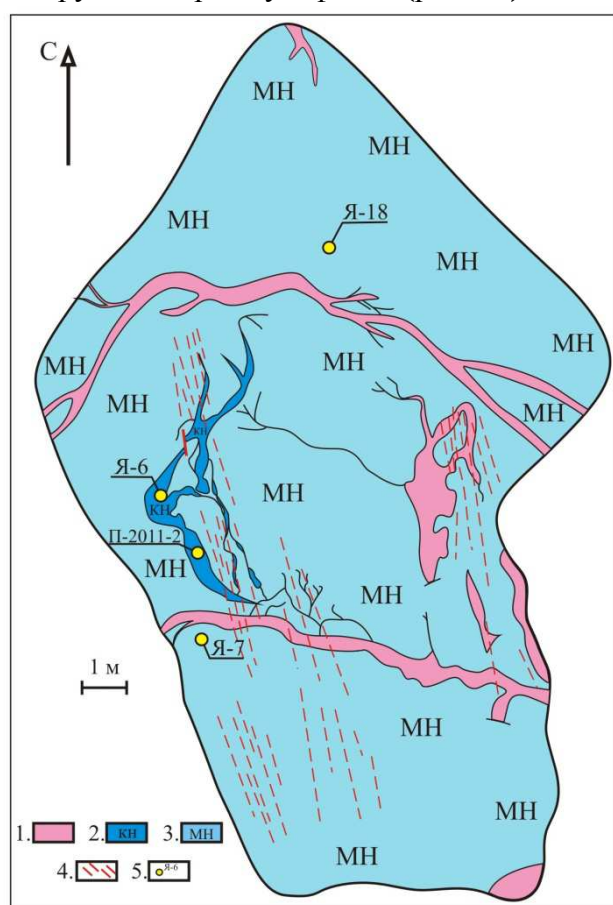


Рис. 18. Детальная зарисовка обнажения:

1 - крупнозернистая амфибол-плагиоклазовая порода; 2 - крупнозернистый метанорит; 3 - среднезернистый метанорит; 4 - трещины и зоны смятия; 5 - точки взятия образцов.

2. Жилы, сложенные породами амфибол-плагиоклазового состава с оксидной минерализацией. Мощность жил от 5 см до 2 м (в раздувах) (рис. 25). В линзовидных раздувах в центральной части жил породы более крупнокристаллические. Встречаются участки, где наблюдается зона контакта между жильными телами и вмещающими норитами, которая представляет собой каёмку из темноцветных минералов мощностью около 1 см. Порода имеет массивное крупнозернистое сложение. В сколе выделяются крупные зёрна амфибола. В жильных телах встречаются ксенолиты вмещающих норитов различных размеров и очертаний (рис. 22). В одной из жил в коренном обнажении были обнаружены шлировидные выделения густовкрапленного хромитита, протяженностью более 1 метра и видимой мощностью до 10 см.

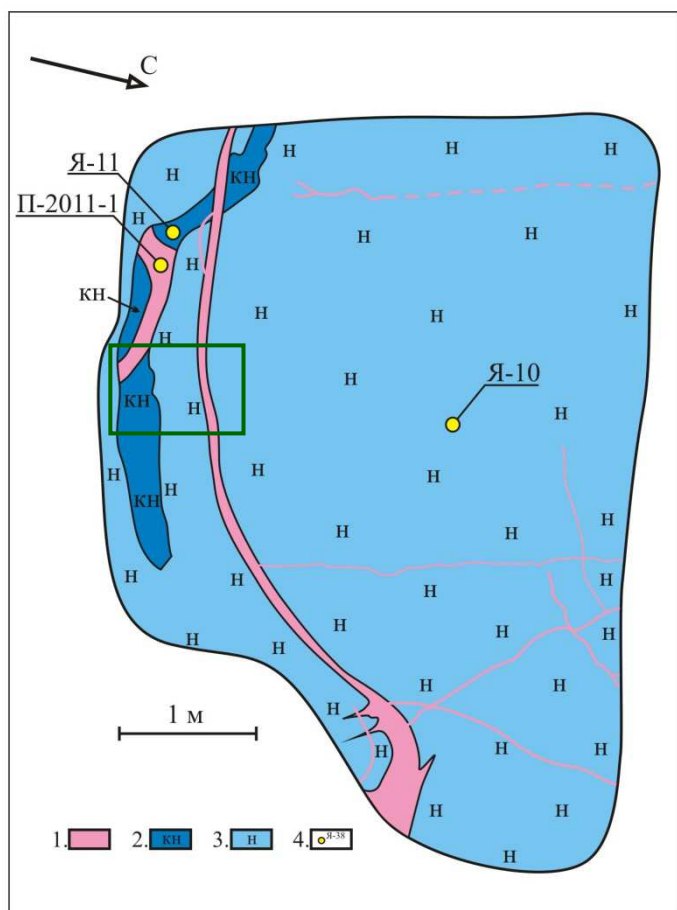


Рис. 19. Детальная зарисовка обнажения: 1 - крупнозернистая амфибол-плагиоклазовая жильная порода; 2 - крупнозернистый жильный норит; 3 - мелко-среднезернистый норит; 4 - точки взятия образцов.



Рис. 20. Две морфологические разновидности жил (см. рис. 19, выделенный участок А). Фото коренного обнажения.



Рис. 21. Линзовидный раздув жилы, сложенной породами плагиоклаз-амфиболового состава. Фото коренного обнажения.



Рис. 22. Ксенолит вмещающих норитов в жилах плагиоклаз-амфиболового состава. Фото коренного обнажения.

Вблизи тектонической зоны наблюдаются выходы пятнистых крупнозернистых метагабброноритов (рис. 23). На выветрелой поверхности отчётливо видны удлинённые, местами уплощённые зёрна амфибола. В метагабброноритах наблюдаются зоны тектонических нарушений (Аз. прост. 320°).

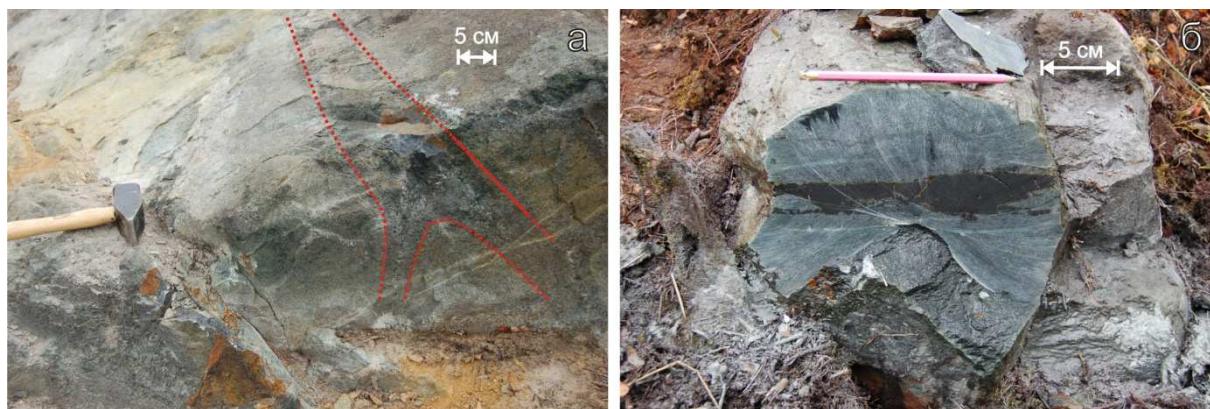


Рис. 23. Амфибол-плагиоклазовые жилы со шлирами хромитита. Фото коренных обнажений. Места отбора проб № 1 (а) и № 2 (б).

В восточной части участка вмещающие и жильные породы прорывает дайка метагаббродолеритов, вытянутая в субмеридиональном направлении. Видимая мощность дайки 15 м. Наблюдается апофиза, ответвляющаяся от основного тела дайки (рис. 24, 25). Породы имеют тонкозернистое массивное сложение и тёмно-серый цвет (рис. 25). Вблизи дайки расположен разлом, по которому протекает ручей.

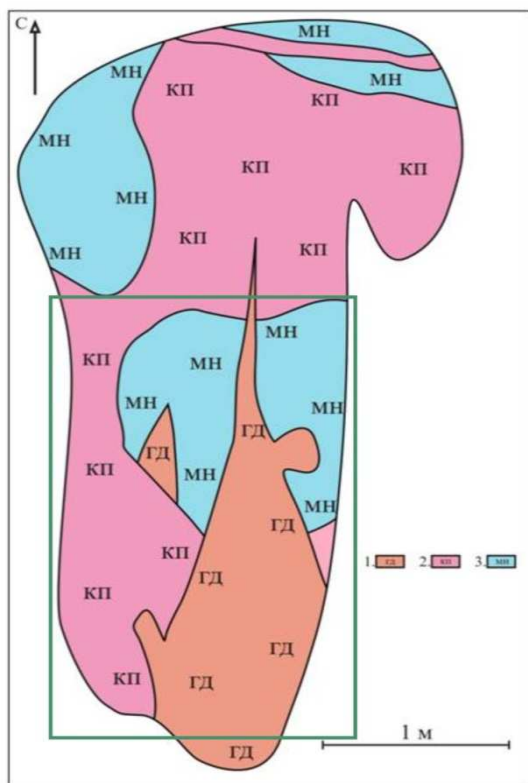


Рис. 24. Детальная зарисовка обнажения №6: 1 - метабазродолерит; 2 - плагиоклаз-амфиболовая порода; 3 - метанорит.



Рис. 25. Апофиза дайки метабазродолеритов (см. рис. 24). Фото коренного обнажения.

Помимо пород массива Нюд в геологическом строении участка участвуют массив Вуручайвенч и массив Габбро 10 аномалия Мончетундровского комплекса, которые залегают среди пород вежетундровского комплекса, арваренчской и кукшинской свит (рис. 13).

Породы арваренчской свиты (рис. 2), выделенные в южной части участка В. Нюд, представлены андезито-риодацитами, аналогичными встреченным на Южно-Сопчинском участке. Достоверные взаимоотношения с примыкающими с севера габброноритами Вуручайвенча и с расположенными к востоку metabazaltami кукшинской свиты не установлены.

Кукшинская свита (рис. 2) представлена metabazaltami с прослоями базальтовых метапорфиритов, залегая под габброноритами массива Вуручайвенч, имеет в основании линзовидные тела базальных конгломератов. Породы свиты развиты в виде полосы в юго-

восточной части участка Вуручайвенч, а на востоке участка прорваны дайкообразными телами клинопироксенитов, которые в то же время секут и породы массива Вуручайвенч.

Породы Вежетундровского комплекса (δL_{1v}) представлены олигоклазовыми гранитами, плагиогранитами и диоритами биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и железистыми кварцитами, а также силлиманит-гранатовыми гнейсами и залегают на участке под габброноритами и норитами массива Нюд.

Массив Вуручайвенч ($v-v\eta K_1^1 mg-v$) занимает одноименный участок к востоку от изучаемого и часть участка Нюд (к югу от Морошкового участка). Породы массива представлены в основном мезократовыми габброноритами, которые условно можно разделить на две части: верхнюю и нижнюю. Верхняя часть по данным буровых работ и результатам составления опорного стратиграфического разреза представлена мезократовыми габброноритами с многочисленными прослоями лейкократовых разностей, анортозитов, пойкилитовых габброноритов с постепенными переходами между ними. Структура пород от мелкозернистой до пегматоидной. Практически постоянно присутствует кварц. Все разновидности пород интенсивно метасоматизированы. Нижняя часть более монотонна и представлена менее измененными мезократовыми габброноритами с редкими прослоями лейкократовых. Мощности частей – по 300 м. В основании массива расположены мезократовые нориты.

Массив Габбро-10 аномалия ($v-q\delta K_1^1 mt-g-10$) расположен в северной части участка в виде чашеобразного расслоенного тела, к югу (на участке Морошковое озеро) и к востоку погружающийся под нориты Нюда и габбронориты Вуручайвенча. Залегают на гнейсо-диоритах вежетундровского комплекса, с которыми имеет или тектонизированные контакты, или зону закалки мощностью до 5 м в виде мелкозернистого лейкократового метагаббро с вкрапленностью голубого кварца. Вертикальная расслоенность массива по данным буровых работ и результатам составления опорного разреза выражается следующим образом: габбро кварцевое лейкократовое, крупнозернистое, с маломощными прослоями кварцевых диоритов; габбро кварцевое лейко - мезократовое, средне - крупнозернистое, с прослоями пятнистых габбро-диоритов и кварцевых диоритов; кварцевые диориты («т.н. «альбитовые гнейсы») в нижней части с прослоями габброидов и линзами титаномагнетита.



Рис. 26. Контакт диорита и габбронорита. На правом рисунке на контакте наблюдается сульфидная минерализация.

Общей чертой пород массива является наличие кварца и вкрапленность титаномагнетита. Представлены кварцевые диориты на участке телами неправильной формы, встречаются как мелкие неправильные прожилки мощностью до 1 см, так и достаточно крупные линзообразные тела с многочисленными раздувами и пережимами мощностью до 40 – 50 см. В некоторых участках на границе с породами массива Нюд проявлены признаки выветривания сульфидов. Диориты обладают светло-серым цветом, среднезернистой структурой, в них макроскопически отмечается измененный полевой шпат, роговая обманка, зерна биотита.

Из пород более мелких фаз внедрения на исследуемом участке можно выделить дайки меланократовых габбро-долеритов, относящихся скорее всего к дайковому комплексу Мончеплутона ($\text{v}\beta \text{K}_2(?)$).

В тектонически переработанных габброноритах и норитах массива Нюд обнаружены лампрофировые рассланцованные жилы мощностью до 10-15 см (рис.27).



Рис. 27 Лампрофировая жила в метагаббронорите (А) и кварцевый прожилок в диорите (Б).

Таким образом, вертикальную расслоенность участка Морошковое озеро можно охарактеризовать следующим образом (снизу вверх):

- вмещающие диориты и гнейсо-диориты вежетундровского комплекса ($\delta L_1 v$);
- переслаивание габбро и габброноритов массива Нюд ($v v - v K_1^1 mg - np$);
- пойкилитовые метанориты и метанориты массива Нюд ($v v - v K_1^1 mg - np$); кварцевые диориты массива Габбро 10 аномалия Мончетундровского комплекса ($v - q \delta K_1^1 mt - g - 10$);
- габбронориты массива Вуручайвенч ($v - v \eta K_1^1 mg - v$)
- меланократовые габбро-долериты, дайкового комплекса Мончеплутон ($v \beta K_2(?)$).

Петрография участка Морошковое озеро

В имеющейся литературе породы участков Морошковое озеро и Вуручайвенч обозначаются как «метагаббро», «метанориты» и т.п. В то же время, этот термин устаревший, приставка «мета» означает, что порода претерпела изменение, степень которого не установлена. Вследствие этого была поставлена задача изучить состав пород участка, для общего понимания процессов влияющих на размещение и перераспределение рудного вещества.

На исследуемом участке в результате микроскопического изучения выявлены следующие главные разновидности пород:

- нориты меланократовые слабоизменённые;
- нориты меланократовые измененные;
- нориты жильные мезократовые измененные;
- амфибол - плагиоклазовые жильные породы
- биотит – эпидот - амфиболовые породы (метагаббронориты);
- хромититы жильные;
- амфиболовые сланцеватые породы (развиты в пределах тектонической зоны).

Нориты меланократовые слабоизмененные. Текстура норита массивная, структура – преимущественно гипидиоморфнозернистая (рис. 28), встречаются элементы пойкилитовой и нематофибробластовой структур. Содержание ортопироксена в норитах колеблется от 36 до 58%.

Ортопироксен представляет собой бесцветный минерал, имеет идиоморфные зёрна размером 0,4 – 4 мм. Обладает совершенной призматической спайностью, относительно которой гаснет прямо. $Ng - Np = 0,007 - 0,008$. В зёрнах присутствует редкая вкрапленность рудного минерала. Содержание клинопироксена колеблется от 3 до 15% объема породы, при повышении содержания клинопироксена более 10% порода диагностируется как габбронорит однако все признаки слагающих минералов не изменяются.

Клинопироксен присутствует в виде изометричных и ксеноморфных зёрен размером 1 – 4 мм, а также в виде крупных ойкокристаллов размером 1,4 – 6 мм, в которых заключены ксеноморфные зёрна ортопироксена размером 0,3 – 1 мм. Клинопироксен обладает совершенной призматической спайностью. Наблюдаются хорошо выраженные двойниковые швы. $Ng - Np = 0,020 - 0,021$ (разрез сине-фиолетовой интерференционной окраски 2 порядка), $cNg = 32-47^\circ$.

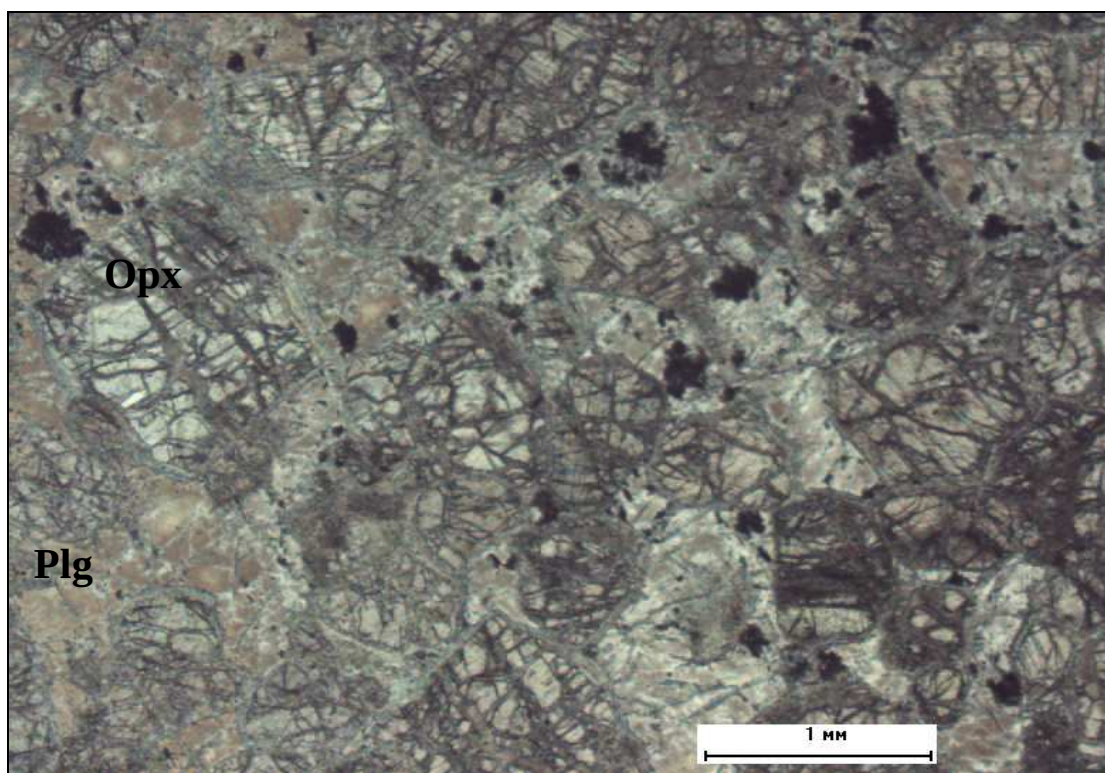


Рис. 28. Фото меланократового слабоизмененного норита; Plg - плагиоклаз, Орх- ромбический пироксен. Николи параллельны

Содержание плагиоклаза в норитах достигает 30%. Минерал имеет буроватый оттенок (без анализатора) и заполняет интерстиции между зёрнами орто - и клинопироксена. Образует ксеноморфные зёрна размером 0,25 – 3,2 мм. Наблюдаются полисинтетические двойники с хорошо выраженными структурами. Полисинтетическое двойникование выражено хорошо. Плагиоклаз соответствует $An_{65} - An_{73}$. В отдельных пойкилозёрнах присутствуют мелкие (0,2 – 0,6 мм) округлые зёрна ортопироксена. Встречаются зёрна с «ёлочным» двойникованием.

Рудный минерал составляет менее 1% и находится в виде двух морфологических разновидностей: 1) минерал включён в зёрна орто - и клинопироксена, имеет ксеноморфные и округлые, реже прямоугольные и квадратные зёрна размером 0,02 – 0,6 мм; 2) рудное вещество находится в хлоритовых массах в виде скоплений мелких (менее 0,04 мм) зёрен. Единичные зёрна имеют ярко-рыжий цвет за счёт лимонитизации.

По первичным минералам развиваются постмагматические, такие как амфибол, клиноцоизит, хлорит и тальк. Содержание амфибола достигает 20%. Минерал имеет грязно-зелёный цвет или бесцветен и образует тонковолокнистый агрегат и тонкозернистые массы.

Амфибол относится к тремолит-актинолитовому ряду. Содержание хлорита достигает 20%. Хлорит развивается по трещинам в зёрнах орто - и клинопироксена, образуя мелкозернистые массы с низкой интерференционной окраской. Минерал имеет светло-зелёный цвет (без анализатора). Содержание клиноцоизита колеблется от 2 до 7%. Клиноцоизит развивается в виде мелкозернистого агрегата короткопризматических кристаллов (размер индивидов менее 0,12 мм) по трещинам в зёрнах плагиоклаза. Минерал зеленоватого цвета, выделяется высоким рельефом. Имеет низкую интерференционную окраску. $Ng - Np = 0,007 - 0,008$ (разрез низкой интерференционной окраски). $cNg = 17^\circ$. Содержание талька составляет 6%. Тальк образует жилки и неправильные массы по трещинам в зёрнах пироксенов. Представлен мелкочешуйчатым агрегатом и имеет перламутровые цвета интерференции.

Нориты меланократовые измененные (метанориты). Текстура метаноритов массивная, структура – мелко-среднезернистая, бластогипидиоморфнозернистая с участками нематобластовой (рис. 29). Содержание плагиоклаза в этих породах не превышает 7%.

Плагиоклаз присутствует в породе в виде реликтовых зёрен неправильной формы размером 0,1 – 1 мм, наиболее сохранившиеся зёрна достигают 2,2 мм. Минерал

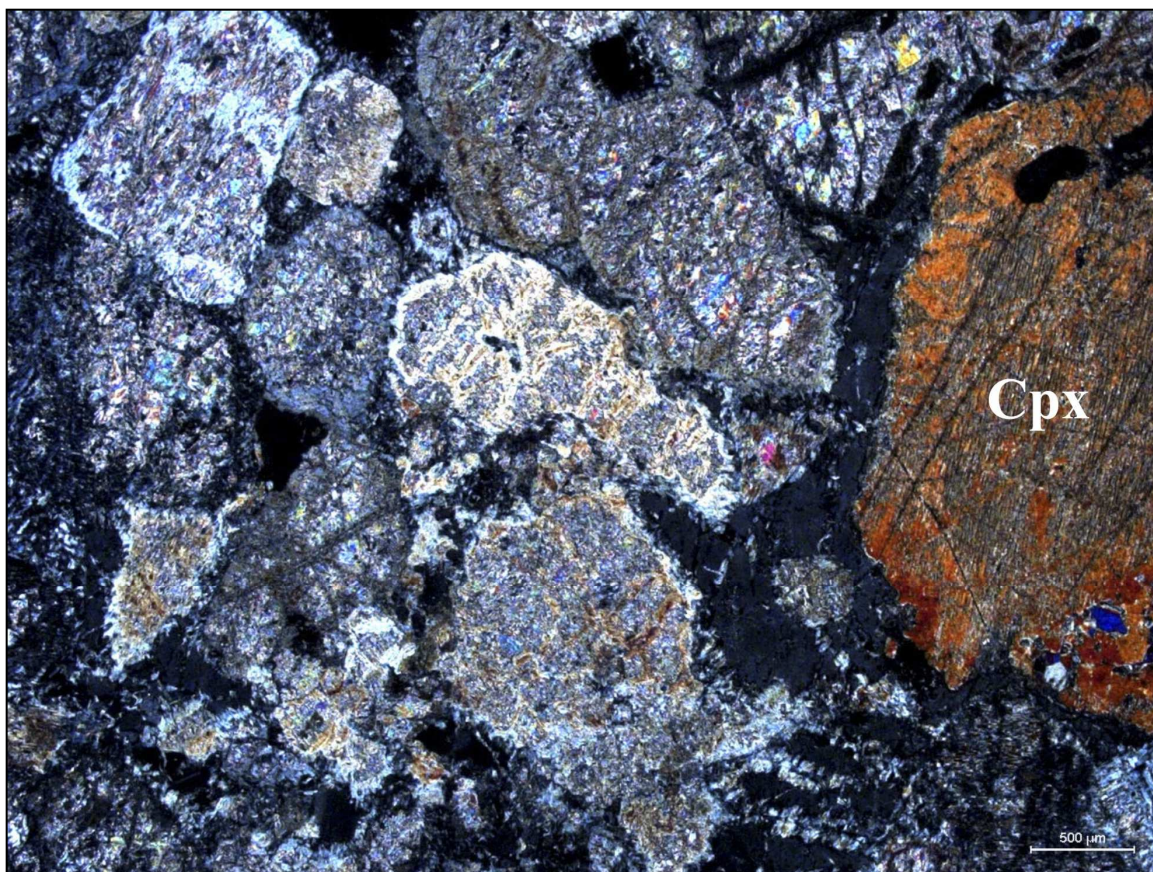


Рис. 29. Фото измененного норита с бластогипидиоморфнозернистой структурой. Николи скрещены.

имеет бурый оттенок (без анализатора). Наблюдаются разрезы с полисинтетическими, реже с простыми двойниками, также встречаются зёрна, в которых двойникование отсутствует. Плагноклаз соответствует $An_{47} - An_{77}$.

Содержание орто - и клинопироксена составляет не более 2%. Ортопироксен представлен в виде участков (фрагментов) реликтовых зёрен неправильной формы размером 0,2 – 0,4 мм. Первичные зёрна имели изометричную форму и размер 0,8 – 4,2 мм. Минерал обладает совершенной призматической спайностью. $Ng - Np = 0,008 - 0,009$. Клинопироксен также присутствует в виде реликтов. Зёрна ксеноморфные размером 0,2 – 1,2 мм. Первоначальный размер зёрен достигает 3 – 4 мм. Минерал имеет совершенную призматическую спайность. $cNg = 40-41^\circ$. В некоторых шлифах реликты орто- и клинопироксена не сохранились. Содержание рудного минерала достигает 5%, он присутствует как включения в зёрнах ортопироксена, так и в псевдоморфозах вторичных минералов. Зёрна прямоугольной, округлой, червеобразной и неправильной формы. Присутствуют как крупные зёрна размером 0,2 – 1 мм так и более мелкая вкрапленность 0,015 – 0,3 мм. Встречаются скелетные кристаллы.

Можно предположить, что рудный минерал представлен ильменитом. Постмагматические минералы представлены амфиболом, хлоритом, биотитом и клиноцоизитом. Содержание амфибола колеблется от 61 до 94%. Амфибол образуется по первичным минералам в виде мелкозернистого агрегата. По оптическим свойствам выделяются четыре разновидности: 1) образует псевдоморфозы по зёрнам пироксена и плагиоклаза. Минерал бесцветный. Имеет высокую интерференционную окраску, $N_g - N_p = 0,024 - 0,025$. $cN_g = 10-12^\circ$ (разрез с сине-зелёной интерференционной окраской). Относится к тремолит-актинолитовому ряду. Отдельные участки в шлифе сложены амфиболовым агрегатом, в состав которого входит антофиллит (погасание прямое и серая интерференционная окраска); 2) представлена роговой обманкой. Минерал сине-зелёного цвета (без анализатора) с прямой схемой плеохроизма (по N_g – сине-зелёный, по N_p – зелёный). $cN_g = 17-20^\circ$ (разрез жёлтой интерференционной окраски). 3) куммингтонит – минерал светло-зелёного цвета (без анализатора). Имеет высокую интерференционную окраску. $N_g - N_p = 0,034 - 0,035$. $cN_g = 5-7^\circ$ (разрез сине-зелёной окраски). 4) представлена Ca-Mg амфиболом, который образует зёрна неправильной, реже изометричной формы размером 0,4 – 1,4 мм. Минерал имеет коричневый цвет, некоторые зёрна с прямой схемой плеохроизма (по N_g – коричневый, по N_p – бледно-коричневый). Пересекающаяся спайность в них выделяется нечётко. Имеет буро-серую до коричнево-оранжевой (коричневой) интерференционную окраску. $N_g - N_p = 0,031 - 0,032$. $cN_g = 30-35^\circ$.

Содержание хлорита достигает 30%. Хлорит образует мелкозернистые массы и метельчатые агрегаты (рис. 30) тонкоигловчатых кристаллов (до 0,1 мм) по зёрнам первичных минералов. Минерал светло-зелёного цвета (без анализатора). Имеет низкую интерференционную окраску. Содержание биотита составляет 8%, а содержание клиноцоизита – 5%. Биотит – минерал коричневого цвета, развивается по зёрнам плагиоклаза в виде мелкочешуйчатого (размер отдельных чешуек 0,2 – 0,5 мм) агрегата. Прямая схема плеохроизма (по N_g – коричневый, по N_p – бесцветный). Гаснет прямо. Имеет высокую интерференционную окраску. $N_g - N_p = 0,036 - 0,041$. Клинцоизит развивается в виде мелкозернистого агрегата (размер индивидов менее 0,1 мм) по трещинам в зёрнах плагиоклаза. Форма зёрен карандашевидная. Минерал зеленоватого цвета, выделяется высоким рельефом. Имеет аномальную интерференционную окраску.

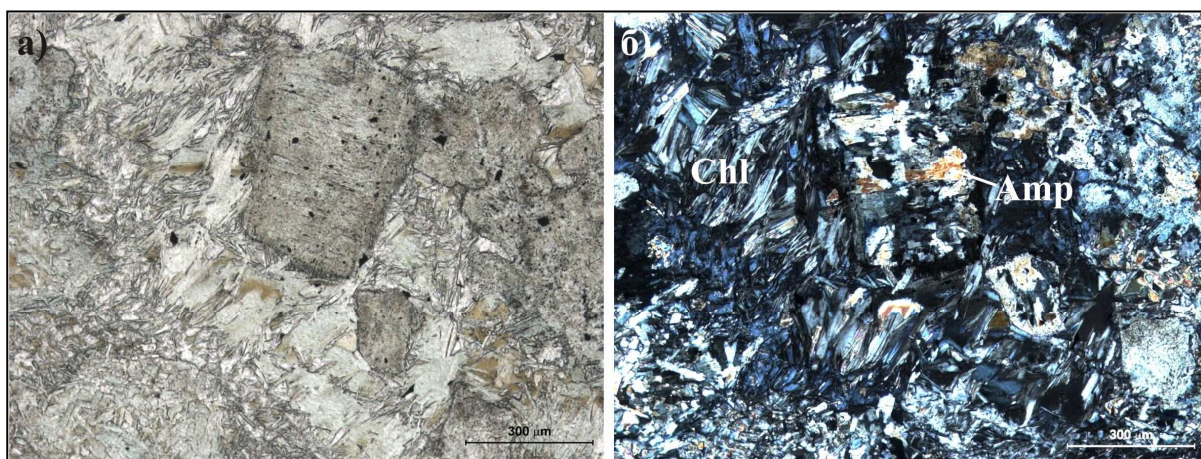


Рис. 30. Хлоритовый агрегат (а – николи параллельны; б – николи скрещены).

Нориты жильные мезократовые. Текстура пород массивная. Структура крупнозернистая. Содержание плагиоклаза в жильных метаноритах составляет около 55%. Плагиоклаз образует крупные преимущественно ксеноморфные, реже длиннопризматические зёрна размером 3,7 – 9 мм и более мелкие (0,6 – 1,4 мм) зёрна. Представлен двумя морфологическими разновидностями: 1) Зёрна магматогенного плагиоклаза, соответствующего лабрадору № 55 – 65 (по оптическим свойствам). Минерал имеет бурый оттенок (без анализатора). Во всех зёрнах наблюдается хорошо выраженная двойниковая структура; 2) полевой шпат, который вместе с кварцем входит в состав гранофиоров с графической структурой, где он частично замещается соссюритом. Содержание орто - и клинопироксена не превышает 2-3%.

Ортопироксен представлен реликтовыми фрагментами зёрен неправильной формы размером 0,1-1,4 мм. Первичные зёрна размером до 3 мм, имеют длиннопризматические, реже неправильные формы. Бесцветен. Минерал обладает совершенной призматической спайностью, относительно которой гаснет прямо. $N_g - N_p = 0,008 - 0,009$. Клинопироксен присутствует в виде реликтовых ксеноморфных зёрен размером 0,6 – 2,4 мм. Первичный размер зёрен до 4 мм. Имеет совершенную призматическую спайность. $N_g - N_p = 0,015 - 0,016$ (разрез оранжево-красной интерференционной окраски 2 порядка). $cN_g = 35-40^\circ$. Содержание кварца – менее 1%. Бесцветный минерал, который образует единичные зёрна неправильной формы размером 0,2 – 0,6 мм. Имеет волнистое погасание и низкую интерференционную окраску. Располагается в интерстициях зёрен плагиоклаза. Также кварц входит в состав гранофировых агрегатов. Содержание рудного минерала достигает 2%.

Рудный минерал встречается как в виде мелкой (0,02 – 0,2 мм) вкрапленности в зёрнах первичного пироксена, так и крупных зерен (0,4 – 1,4 мм), которые расположены в

интерстициях зёрен первичных минералов. Крупные зёрна представляют собой ильменитовые решётки. Также наблюдается переотложение рудного вещества по трещинам в зёрнах плагиоклаза и пироксенов. По первичным минералам развиваются амфибол, хлорит и клиноцоизит. Содержание амфибола колеблется от 32 до 40%.

Амфибол развивается в виде тонковолокнистого агрегата по границам первичных минералов, по оптическим свойствам относится к актинолитовой роговой обманке. $N_g - N_r = 0,030 - 0,031$ (разрез жёлто-оранжевой интерференционной окраски 2 порядка). $cN_g = 10-13^\circ$. Также образует псевдоморфозы по зёрнам плагиоклаза, относится к куммингтониту. $cN_g = 4-5^\circ$. $N_g - N_r = 0,024 - 0,025$ (разрез зелёно-синей интерференционной окраски 2 порядка).

Содержание хлорита достигает 5%. Это минерал светло-зелёного цвета, который вместе с клиноцоизитом заполняет трещины в зёрнах плагиоклаза, образуя мелкозернистый агрегат. Обладает низкой интерференционной окраской. Содержание клиноцоизита составляет 1-2%. Клиноцоизит образует мелкозернистый агрегат (размер зёрен достигает 0,18 мм). Имеет зеленоватый оттенок и голубую аномальную интерференционную окраску. Минерал развивается по плагиоклазу.

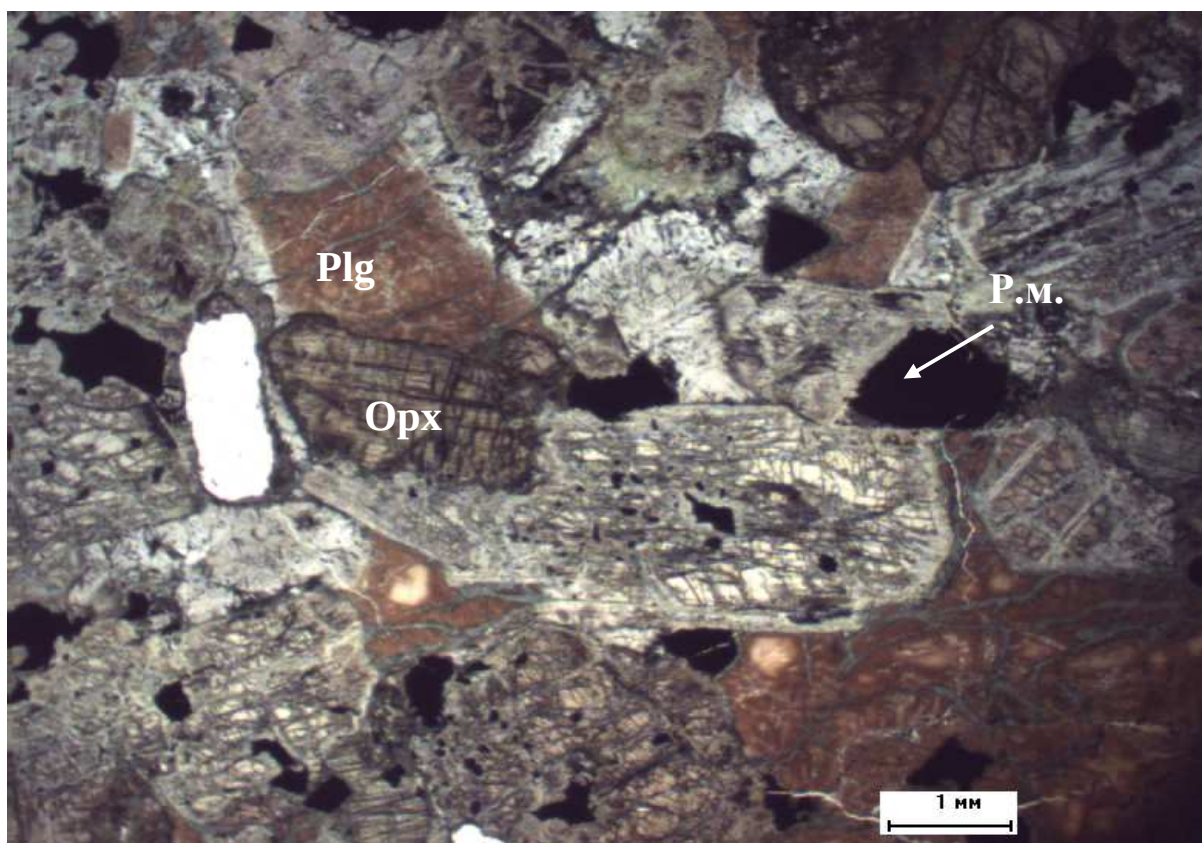


Рис. 31. Фото жильного норита; Plg - плагиоклаз, Орх – ромбический пироксен, р.м. – рудный минерал.

Жильная порода амфибол-плагиоклазового состава. Текстура пород массивная. Структура крупнозернистая. Содержание плагиоклаза колеблется от 36 до 58%. Плагиоклаз образует крупные идиоморфные зёрна размером 2,2 – 8,2 мм. Плагиоклаз представлен тремя морфологическими разновидностями: 1) зёрна магматогенного плагиоклаза, в которых наблюдается хорошо выраженная двойниковая структура. Минерал имеет бурый оттенок (без анализатора); 2) зёрна более кислого (по оптическим свойствам) плагиоклаза, в которых двойники простые или двойникование не выражено; 3) полевой шпат, который вместе с кварцем входит в состав гранофиоров с графической структурой, где он частично замещается соссюритом.

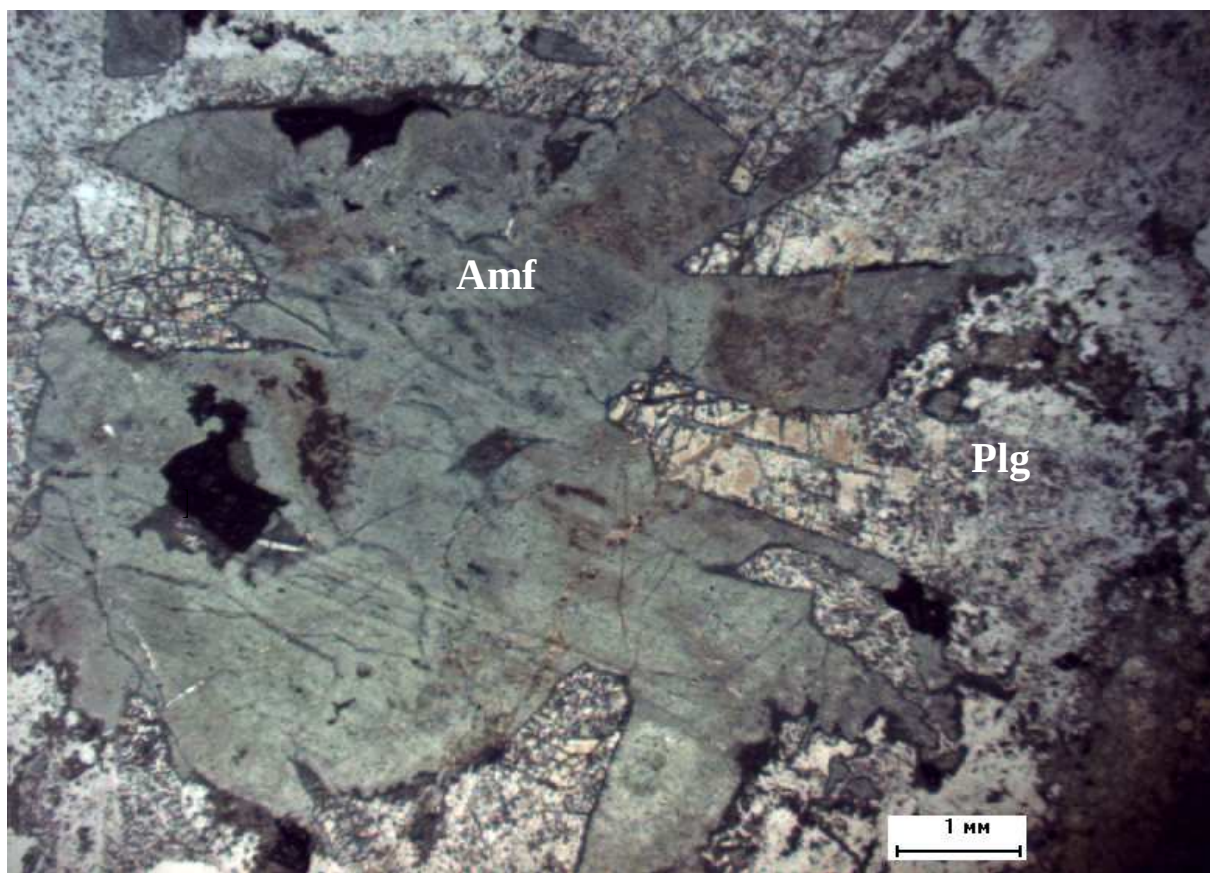


Рис. 32. Фото амфибол-плагиоклазовой жильной породы; Plg - плагиоклаз, Amf – амфибол, р.м. – рудный минерал. Николи параллельны

Содержание амфибола составляет 33 – 50% от объёма породы. Амфибол представлен двумя морфологическими разновидностями: 1) крупные (до 3 мм) зёрна и зёрна в срастании с зёрнами плагиоклаза размером 0,2 – 1 мм. Зёрна имеют неправильные очертания. Минерал зеленоватого цвета. Прямая схема плеохроизма (по Ng – зеленоватый, по Nr – бесцветный). $cNg=5-10^\circ$. $Ng - Nr = 0,022 - 0,023$ (разрез синей интерференционной окраски); 2) вторичный минерал, который развивается по зёрнам плагиоклаза в виде спутанноволокнистого агрегата. Прямая схема плеохроизма (по Ng –

зелёный, по N_r – светло-зелёный). $N_g - N_r = 0,023 - 0,024$. $cN_g=12-19^\circ$. $cN_g=0-19^\circ$. Относится к тремолит-актинолитовому ряду. Содержание кварца достигает 2%. Бесцветный минерал, образующий ксеноморфные зёрна размером 0,4 – 1 мм (преобладающий размер 0,5 мм). Имеет волнистое погасание и низкую интерференционную окраску. Располагается в интерстициях зёрен плагиоклаза. Также кварц входит в состав гранофировых агрегатов. Содержание рудного минерала колеблется от 1 до 5%. Рудный минерал представлен двумя морфологическими разновидностями: 1) крупные скелетные кристаллы размером 1 – 7,2 мм.

По трещинам развиваются вторичные минералы, поэтому реликты кристаллов размером 0,2 – 3 мм имеют неправильную, округлую, реже квадратную форму. Вероятно, рудный минерал представлен ильменитом. 2) зёрна сульфидов, расположенные в интерстициях. Зёрна ксеноморфной формы размером до 0,2 мм. Содержание апатита достигает 2%. Минерал присутствует в виде длиннопризматических, шестиугольных и округлых зёрен размером 0,1 – 0,8 мм. Обладает низким двупреломлением и прямым погасанием. Также в породе присутствуют вторичные минералы, такие как биотит, эпидот, хлорит и карбонат. Содержание каждого из этих минералов в отдельности не более 4%.

Биотит-эпидот-амфиболовые метасоматиты (метагаббронориты). Порода имеет амфибол-биотит-эпидотовый состав, геологические данные и структурно-текстурные особенности породы указывают на то, что первоначально порода представляла собой крупнозернистый мезократовый габбронорит. Текстура породы пятнистая, структура – нематобластовая с участками гранобластовой. Содержание эпидота до 50%. Эпидот развивается в виде мелкозернистого агрегата по зёрнам первичных минералов. Размер отдельных зёрен достигает 0,2 мм. Минерал бесцветный, выделяется высоким рельефом. Имеет аномально высокие цвета интерференции.

Содержание биотита составляет до 10%. Минерал коричневого цвета, развивается в виде мелкочешуйчатого (размер отдельных чешуек до 0,6 мм) агрегата. Прямая схема плеохроизма (по N_g – коричневый, по N_r – бесцветный или светло-коричневый). Гаснет прямо. Имеет высокую интерференционную окраску. $N_g - N_r = 0,056 - 0,058$.

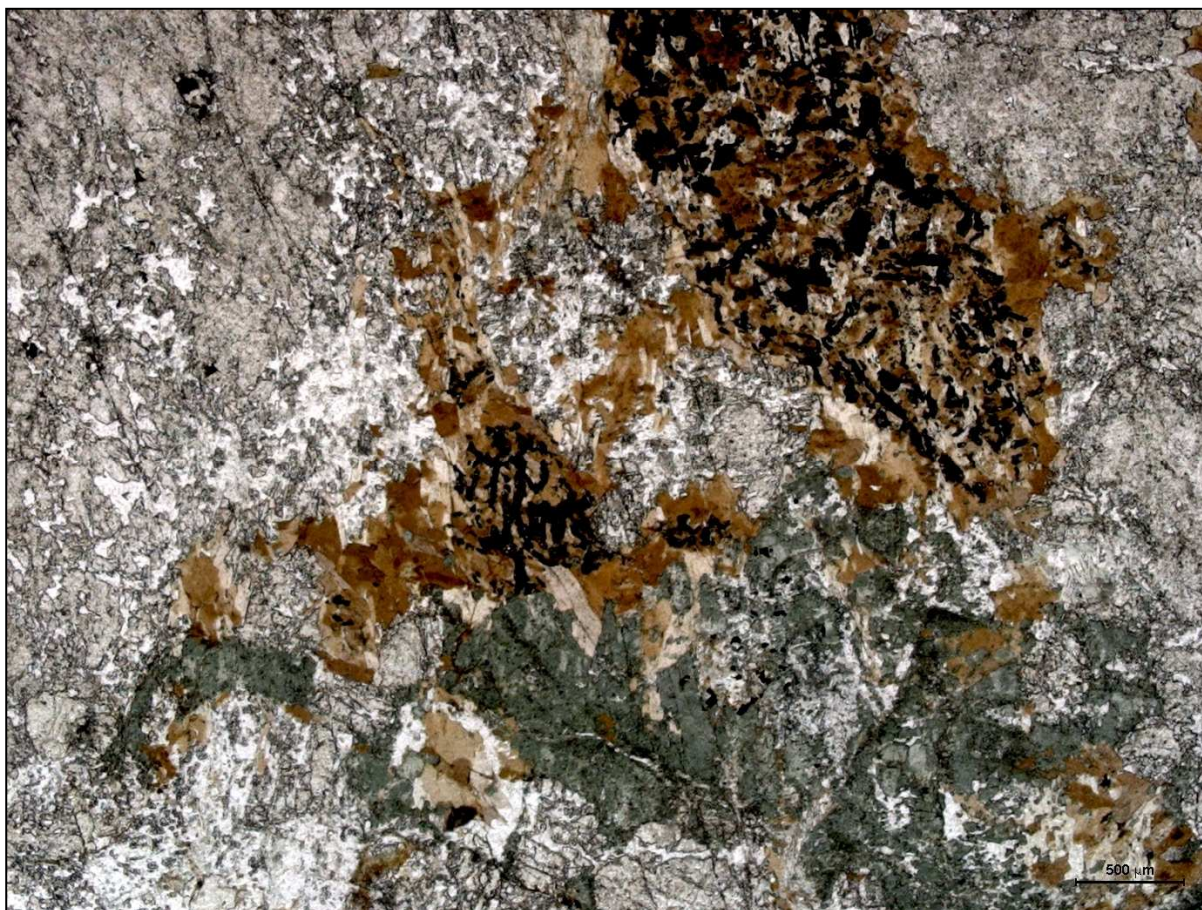


Рис. 33. Фото Биотит – эпидот-амфиболового метасоматита. Николи параллельны
 Содержание амфибола составляет до 70%. Минерал сине-зелёного цвета (без анализатора) с прямой схемой плеохроизма (по Ng – сине-зелёный, по Np – зелёный).
 Образует зёрна до 0,4 мм. $cNg=15^\circ$. $Ng - Np = 0,031 - 0,032$ (разрез оранжевой интерференционной окраски). Относится к роговой обманке.

Содержание альбита до 20%. Это вторичный минерал, который представлен неправильными зёрнами размером 0,4 - 1 мм. Двойникование выражено нечётко или отсутствует. Также присутствует хлорит, содержание которого составляет 3%. Минерал бледно-зелёного цвета. Имеет метельчатую форму агрегатов и низкую интерференционную окраску.

Содержание рудного минерала достигает 5%. Он присутствует в биотит-амфиболовых массах. Зёрна вытянутой, червеобразной, неправильной формы размером 0,02 – 0,3 мм. Также наблюдаются мелкие ксеноморфные зёрна размером 0,01 – 0,2 мм. В некоторых зёрнах выделяются участки вишнёвого цвета. Вероятно, рудный минерал представлен оксидами Fe, Ti.

Хромититы жильные. Текстура пород массивная, структура – мелкозернистая, порфириобластовая с лепидо-нематобластовой основной массой. Основная масса представлена хромитом, содержание которого в шлифе достигает 75%. Минерал образует округлые, реже круглые зёрна размером 0,1 – 0,8 мм, с преобладающим размером 0,4 – 0,6 мм (рис. 38). Некоторые зёрна разбиты трещинами. Есть зёрна с включениями до 0,02 мм и прожилками амфибола. Содержание амфибола составляет 12%.

Амфибол представлен роговой обманкой, образует мелкозернистые массы по зёрнам первичных минералов. Прямая схема плеохроизма (по Ng – сине-зелёный, по Nr – бесцветный). Содержание хлорита достигает 12%. Минерал бесцветный, образует метельчатый агрегат и обладает низкой интерференционной окраской. Также в породе присутствует биотит, содержание которого менее 1 %. Минерал коричневого цвета, развивается в виде мелких чешуек размером 0,1 – 0,2 мм. Прямая схема плеохроизма (по Ng – коричневый, по Nr – бесцветный). Гаснет прямо. Имеет высокую интерференционную окраску.

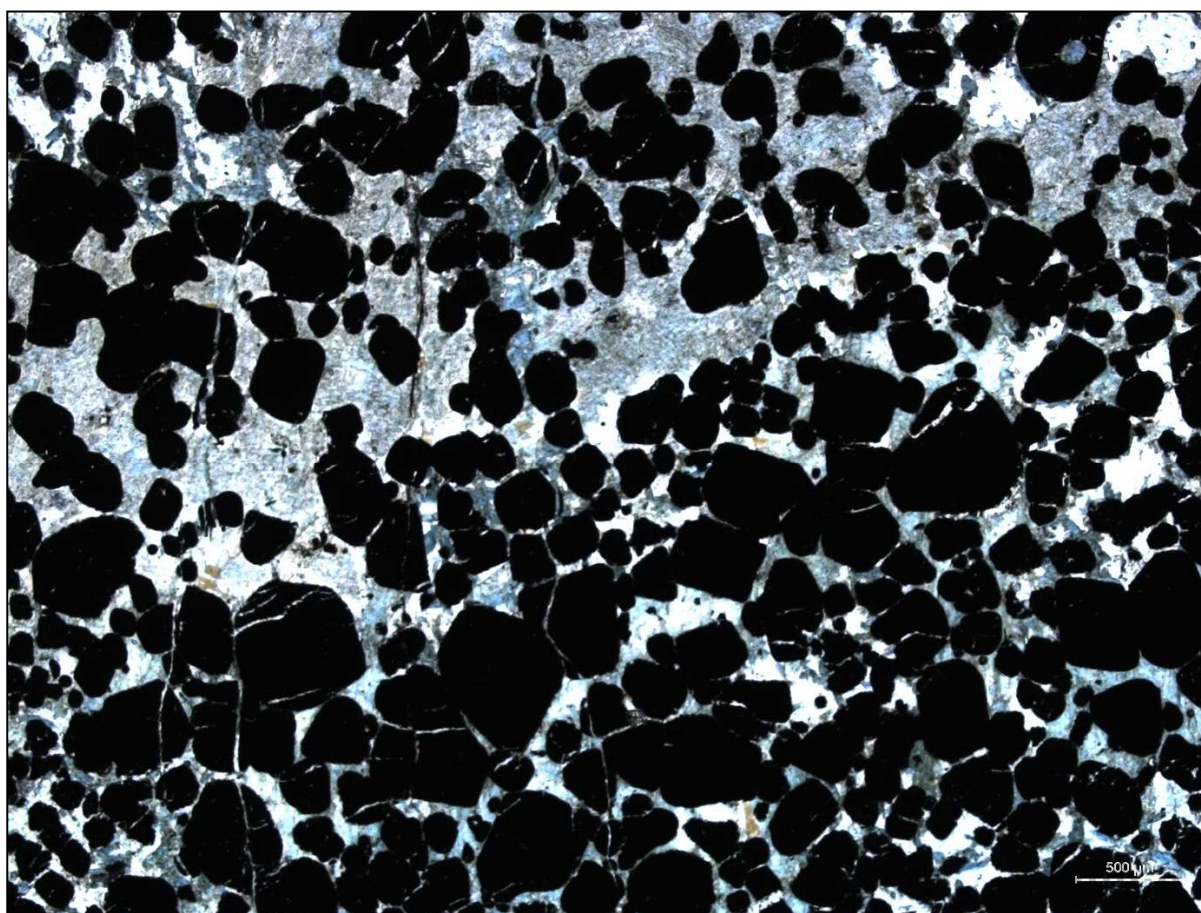


Рис. 34. Порфириобластовая структура хромитита с лепидо-нематобластовой основной массой (николи параллельны).

Амфиболовые сланцеватые породы (развиты в пределах тектонической зоны).

Текстура пород сланцеватая, структура - гранонематобластовая с элементами порфиробластовой. Структура мелкозернистая. Содержание эпидота составляет до 15%. Эпидот образует мелкозернистые массы. Размер отдельных зёрен 0,1 – 0,4 мм. Минерал бесцветный, выделяется высоким рельефом. Имеет аномально высокие цвета интерференции. Содержание амфибола колеблется от 65 до 85%. Амфибол образует псевдоморфозы по первичным минералам. Представлен роговой обманкой с прямой схемой плеохроизма. $cNg=23 - 28^\circ$. $Ng - Np = 0,031 - 0,032$. Содержание хлорита достигает 10%. Минерал бледно-зелёного цвета, образует метельчатый агрегат и имеет низкую интерференционную окраску. Содержание плагиоклаза колеблется от 2 до 5%.

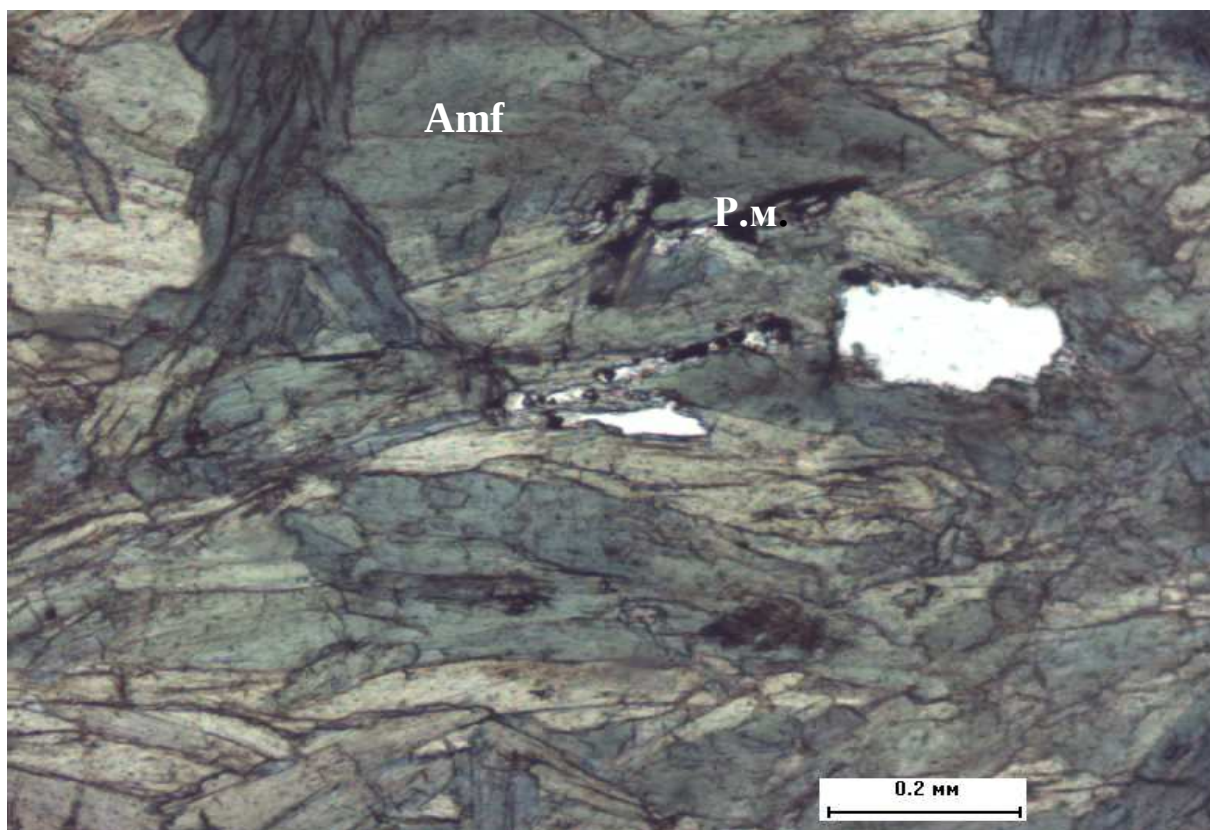


Рис. 35. Амфиболовые породы сланцеватой текстуры; Amf – амфибол, р.м. – рудный минерал. Николи скрещены

Плагиоклаз представлен альбитом, который образует мелкими ксеноморфные зёрна размером 0,1 – 0,6 мм. Двойникование отсутствует или выражено слабо. Содержание биотита достигает 3%. Минерал коричневого цвета, развивается в виде мелкочешуйчатого (размер отдельных чешуек 0,1 – 0,3 мм) агрегата. Гаснет прямо. Имеет высокую интерференционную окраску. Содержание рудного минерала составляет 5%. Рудный минерал располагается в интерстициях. Образует ксеноморфные зёрна размером 0,02 – 1,7 мм. В зёрнах наблюдаются включения вторичных минералов размером 0,02 – 0,1 мм.

Свежие породы представлены на участке очень слабо, более развиты породы, переработанные последующими метасоматическими процессами, которые представляют собой практически полные метасоматиты по первичным марматитам. Для классификации подобных метасоматически преобразованных пород использованы тройные диаграммы состава в координатах альбит – амфибол – группа эпидота-клиноцоизита – хлорит – тальк. При построении тройных диаграмм состава за основу были взяты породы, практически полностью замещенные в ходе процессов автометаморфизма (на 90-100% сложенные вторичными минералами). Остальные были пересчитаны на 100%-ный состав по содержанию вторичных минералов с учетом реликтовых первичных (рис.36, 37).

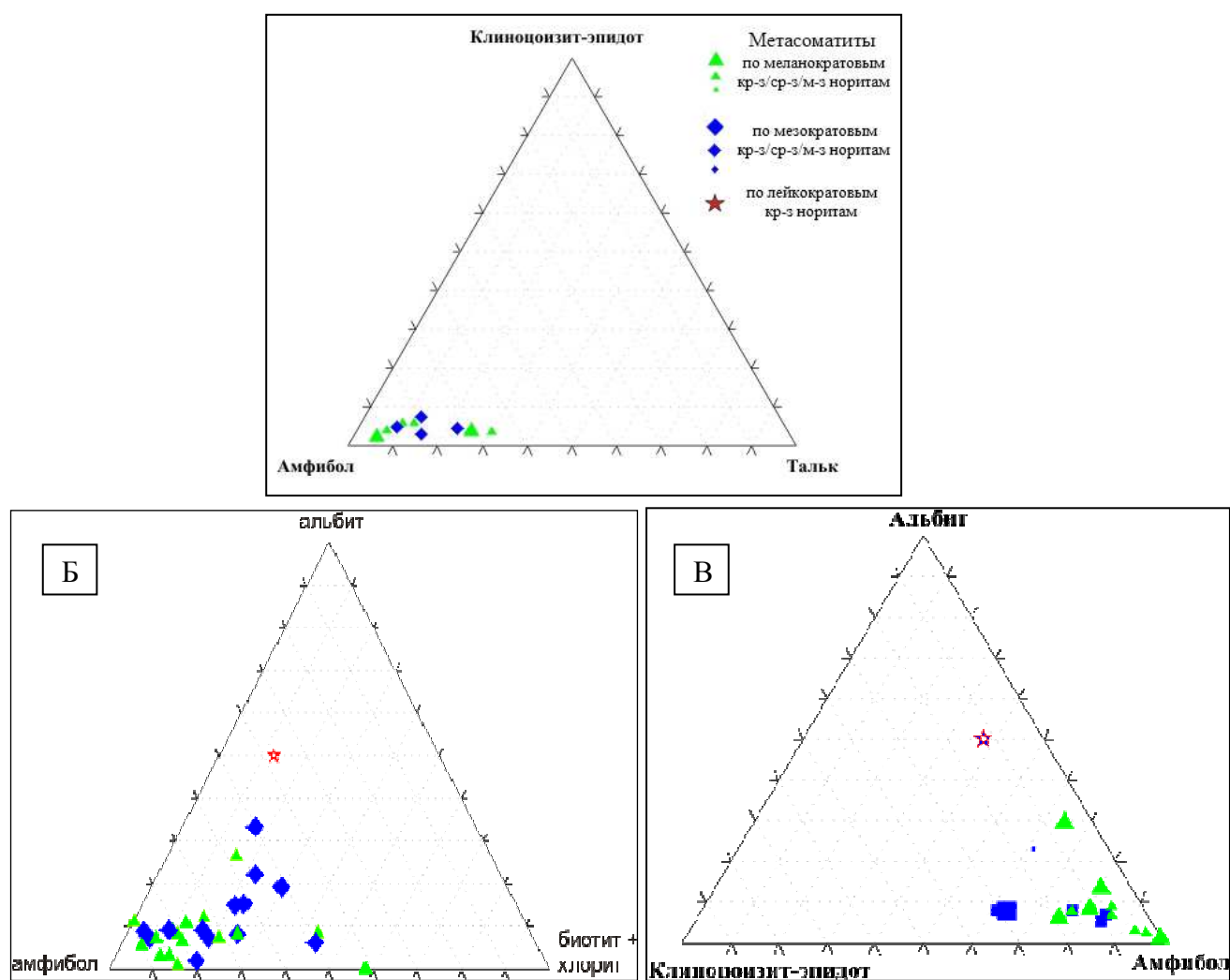


Рис. 36. Диаграммы альбит-амфибол-биотит+хлорит, амфибол – клиноцоизит-эпидот – тальк и альбит – амфибол – клиноцоизит-эпидот метасоматитов участка Морошковое озеро

Из рисунков видно, что подавляющее большинство метасоматически измененных пород сложено амфиболом, по имеющимся данным, относящимся к тремолит-

актинолитовому ряду. Второстепенную роль в составе метасоматитов играют хлорит, альбит, минералы группы эпидота-клиноцоизита и тальк. Причем меланократовые разновидности замещаются преимущественно амфиболом, а переходя к мезо- и лейкократовым заметно увеличивается количество альбита как в среднезернистых породах, так и в пегматоидных. Это вполне естественно, так как меланократовые разновидности норитов более богаты ортопироксеном, клинопироксеном и оливином. Различий по количественному минеральному составу вторичных минералов между имеющимися двумя типами благороднометальной минерализации не обнаружено.

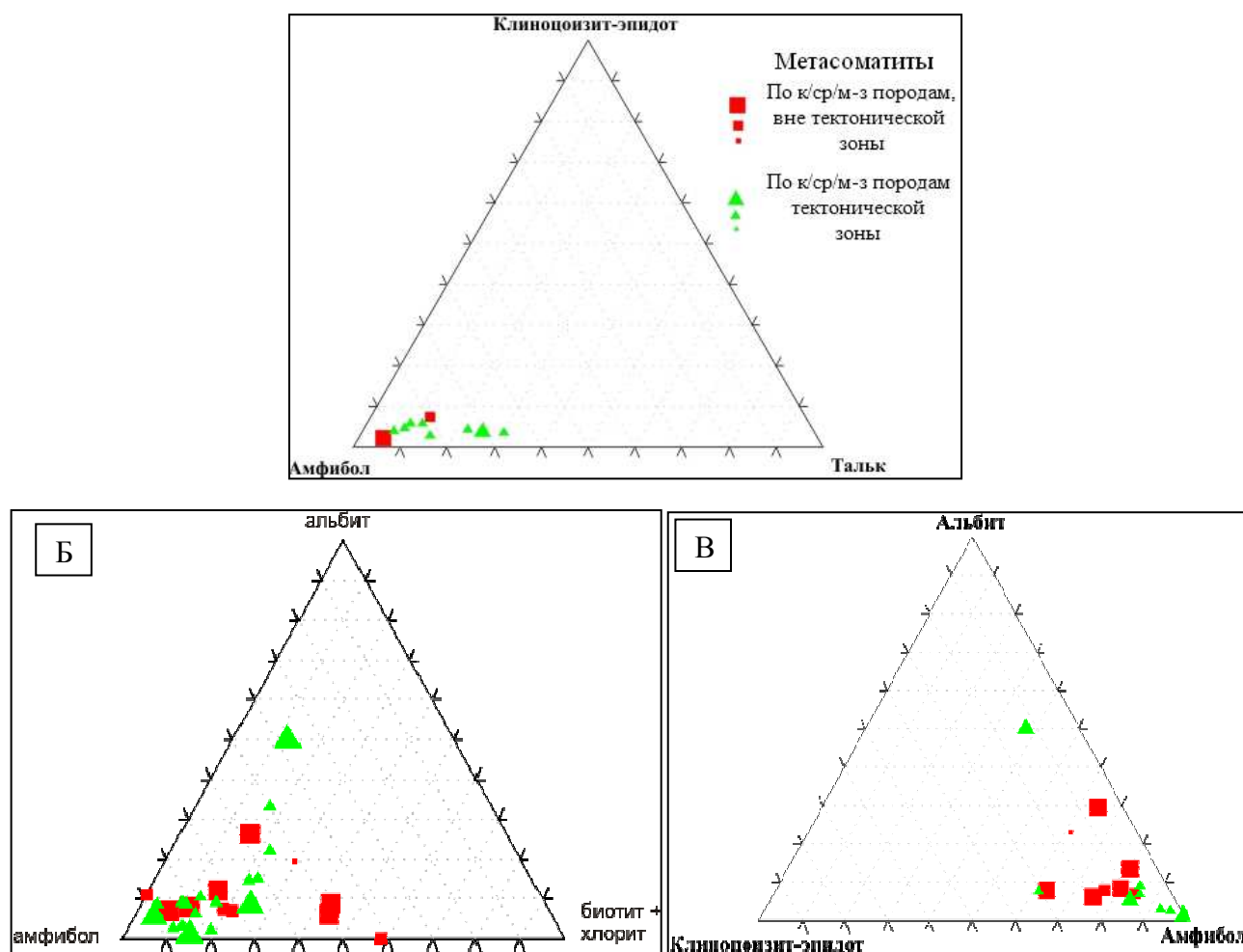


Рис. 37. Диаграммы альбит-амфибол-биотит+хлорит, амфибол – клиноцоизит-эпидот – тальк и альбит – амфибол – клиноцоизит-эпидот метасоматитов участка Моршковое озеро.

В метасоматитах тектонической зоны (рис. 37) содержится значительно больше амфибола, чем вне неё. Однако встречаются и образцы, содержащие 50% альбита. Помимо амфибола увеличивается по сравнению с незатронутыми деформациями

породами содержание талька (рис. 37.А). Породы вне тектонической зоны содержат на 10-20% больше альбита. Здесь также встречается больше хлорита.

Так как термин *метасоматит* обобщает все возможные типы метасоматических ассоциаций, то верно будет подразделить их более точно. Согласно классификации [Плющев и др. 2012] данные метасоматические образования относятся к *группе ассоциаций Fe-Ca-Mg (темноцветных) минералов, актинолит-пропилитовой ассоциации* и к ним применимо название - пропилит

Таким образом, на участке Морошковое озеро распространены слабоизменённые и пропилитизированные нориты, которые пересекаются жилами измененных норитов и метасоматических пород амфибол-плагиоклазового состава с повышенным содержанием оксидной минерализации. Также в жилах присутствуют шлировидные выделения густовкрапленного хромита (75%). В пределах тектонической зоны находятся сланцеватые пропилитизованные породы амфибол-эпидотового состава с содержанием сульфидов до 5%. Наличие нетипичного для пропилитов талька, говорит о многостадийности преобразования и, о возможном наложении процессов метаморфизма на измененные породы.

Участок Вуручуайвенч

Интрузив Вуручуайвенч примыкает с юга к норит - габброноритовой части разреза Мончеплутона (горы Нюд-Поаз) и представляет собой полого падающее на юго-восток клинообразное тело, залегающее на гранито-гнейсах архейского фундамента и перекрытое породами Кукшинской свиты Имандра-Варзугской серии, под которыми массив прослежен отдельными скважинами на 4.5 км в южном направлении. Породы выходят на дневную поверхность к юго-западу и юго-востоку от массива Нюд-Поаз и по простиранию прослеживаются в северо-восточном направлении на 7-8 км.

На юго-востоке массив перекрыт протерозойскими вулканогенно-осадочными породами Имандра-Варзугской структурной зоны. В зоне контакта распространены конгломераты, обломочный материал которых представлен метагабброноритами, а цемент – метавулканитами кукшинской свиты.

С северо-запада Вуручуайвенч граничит с массивом Нюд-Поаз, который сложен преимущественно норитами. Зона контакта не обнажена, а в рельефе выражена как овраг с протекающим по нему ручьем.

Соотношение Мончегорского плутона и массива Вуручуайвенч уже более 50 лет является предметом дискуссий. Присутствие в породах массива Вуручуайвенч

низкотемпературных водосодержащих минералов обычно рассматривалось как свидетельство преобразования пород в ходе наложенного метаморфизма. Однако, поскольку породы самого Мончегорского плутона не метаморфизованы, то наложенные термальные преобразования пород массива Вуручайвенч указывали на их более древний возраст [Козлов, 1973]. Позднее была отмечена непрерывность смены составов от пироксенитов и норитов, слагающих горы Нюд-Поаз, к габброноритам нижней части разреза массива Вуручайвенч, а также была установлена близость возрастов формирования «пегматоидных метагаббро-анортозитов» Вуручайвенча (2497 ± 21) и такситовых габброноритов горы Нюд (2507 ± 9) [Баянова и др., 2004; Расслоенные..., 2004]. На основании этих наблюдений был сделан вывод, что породы массива Вуручайвенч представляют самую верхнюю часть общего дифференцированного разреза Мончегорского плутона [Расслоенные..., 2004].

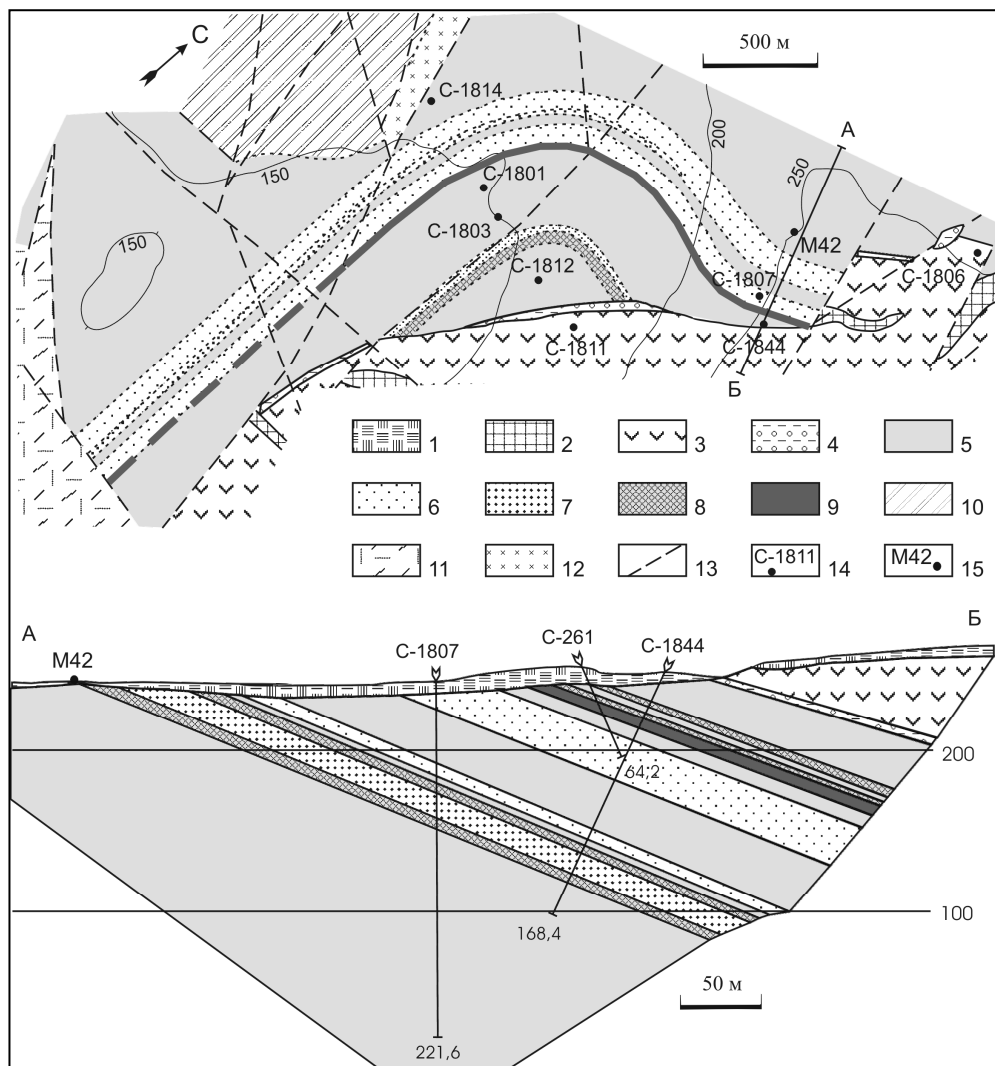


Рис. 38. Схема геологического строения массива предгорья Вуручайвенч и его вертикальный разрез по линии А-Б. По [Расслоенные..., 2004].

1 – морена; 2 – дайки пироксенитов; 3 – метабазальты кукшинской свиты; 4 – конгломераты и кора выветривания; 5 – метагаббронориты; 6-7 – среднезернистые (6) и мелкозернистые (7) метагаббронориты расслоенных горизонтов; 8 – анортозиты; 9 – рудный горизонт (оруденелый габбронорит); 10 – нориты горы Нюд; 11 – метаандеизитовые вулканиты арваренченской свиты; 12 – кварцевые диориты архейского комплекса; 13 – разломы; 14 – скважина и ее номер;

Открытие здесь крупного месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ) инициировало новый этап исследований, что сопровождалось большим объемом буровых работ. В результате было установлено, что общая мощность метагабброидов предгорий Вуручайвенч составляет 600-700 м, а его разрез может быть подразделен на две части: нижнюю безрудную, сложенную монотонными габброноритами, и верхнюю, расслоенную – минерализованную [Расслоенные..., 2004; Припачкин и др. 2008; Кнауф и др, 2010].

Вдоль границы нижней и верхней частей массива развит горизонт мелкозернистых габбро, который, по мнению Припачкина и Рундквист (2008), может представлять собой зону закалки.

Породы нижней части по составу образуют непрерывный ряд с пироксенитами и норитами гор Нюд и Поаз, и, по-видимому, представляют собой их аналоги, что дает основания рассматривать массив Вуручуайвенч как боковой силлообразный апофиз Мончеплутона. Это хорошо согласуется с многочисленными данными бурения между горами Нюд и Вуручуайвенч [Шарков, 2006].

Однако метагабброиды верхней части заметно отличаются от габброидов Нюда - Поаза наличием незакономерной линзовидной первичной расслоенности и в целом более лейкократовым составом вплоть до появления горизонтов пятнистых метаанортозитов. Для них характерно широкое развитие такситовых разновидностей пород, наличие грубозернистых шлиров и сегрегаций лейкократовых габбро-пегматитов с кварцевым ядром; в породах часто отмечается голубой (рутил-содержащий) кварц. В пределах этой зоны установлен протяженный риф сложного строения, содержащий малосульфидную платинометальную минерализацию; рудные тела пластообразной и линзообразной формы приурочены к лейкократовым габброноритам и анортозитам [Гроховская и др., 2000, 2003; Хашковская и др., 2006; Рундквист и др. 2009].

Следуя такой специфике разреза, некоторые исследователи предполагают, что, верхняя часть разреза представляет собой самостоятельную интрузивную фазу с автономным по отношению к породам Нюда-Поаза строением [Sharkov, 2012]. Есть мнение, что массив кристаллизовался из особого водонасыщенного остаточного расплава («надкритического флюида») на поздне- и постмагматическом этапе [Кнауф, Гусева, 2010]. Также формирование массива естественно предполагается в результате кристаллизационной дифференциации [Гребнев, Рундквист, Припачкин, 2014]. Принятие той или иной модели формирования, в целом, не меняет схемы изучения. Так или иначе, это исследование может помочь в решении вопроса образования данного массива.

Петрография участка Вуручуайвенч

Детальное петрографическое изучение позволило выделить 3 разновидности пород. Первый вид это неизмененные и слабоизменённые габбронориты, которые широко представлены на территории массива. Второй вид - это пропилиты полевошпат-хлорит-пропилитовой ассоциации. Третий вид относится к пропилитам актинолит-пропилитовой ассоциации [Плющев, Шатов, Кашин, 2012].

На рис. 39 приведена схема участка детальных работ с точками отбора проб, расположенного в западной части массива Вуручуайвенч. Как видно основную массу пород составляют габбронориты. Альбит-хлоритовые пропилиты представлены вытянутыми телами северо-западного простирания. Тело амфиболовых пропилитов также простирается в северо-западном направлении. Платинометальное и сульфидное оруденение прослеживается в верхней части участка детального изучения и ассоциирует с пропилитами.

Габбронориты представляют собой массивные, средне-крупнозернистые породы. Структура гипидиоморфнозернистая, с развитием неправильных зёрен плагиоклаза и идиоморфных зёрен пироксена. Наблюдаются пойкилитовые вросстки мелких зёрен ортопироксена в более крупные зёрна плагиоклаза. Ортопироксен содержится в наибольших количествах (до 20%) и образует вытянутые, короткопризматические, идиоморфные зёрна размером 0,5 – 2 мм (преобладающий размер зёрен 0,4 – 0,6 мм и 1 – 2 мм). Бесцветен. Обладает совершенной призматической спайностью, относительно которой гаснет прямо. $N_g - N_p = 0,006 - 0,007$. Он замещается по трещинам хлоритовым агрегатом.

Клинопироксен (до 20%) образует призматические, идиоморфные зёрна

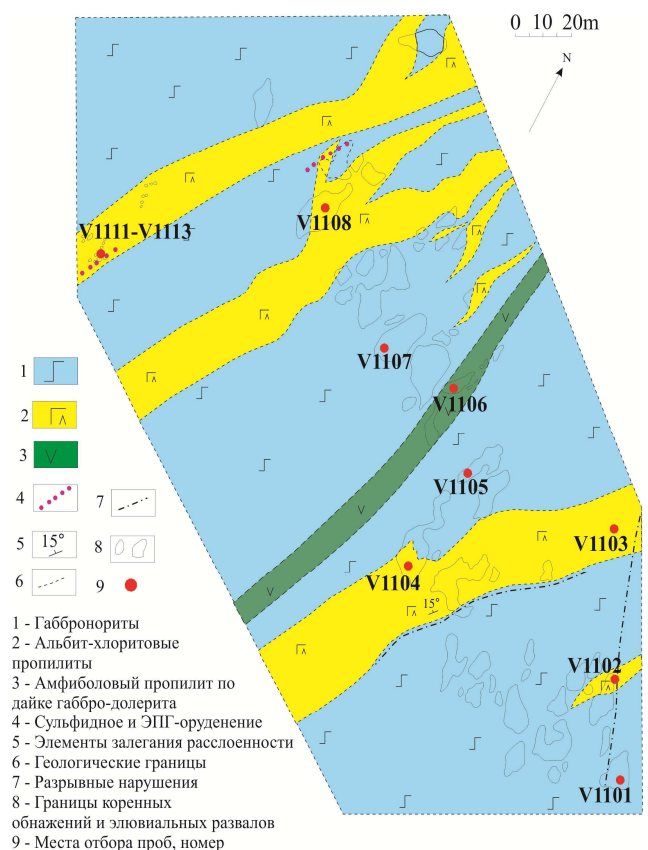


Рис. 39. Схема участка детального изучения в юго-западной части массива Вуручуайвенч [Припачкин и др. 2008].

размером 1 мм. Бесцветен. Обладает совершенной призматической спайностью, относительно которой гаснет косо. Имеется крупное зерно в центре шлифа, изометричного облика около 3 мм.

Плагиоклаз (до 60%) занимает интерстиции между зёрнами орто - и клинопироксена. Иногда имеет буроватый оттенок (без анализатора). Представлен ксеноморфными зёрнами размером 0,25 – 3 мм с преобладающим размером 0,5 – 1 мм. Наблюдаются полисинтетические двойники с хорошо выраженными структурами. В отдельных пойкилозёрнах присутствуют мелкие (0,2 – 0,6 мм) округлые зёрна ортопироксена. Плагиоклаз соответствует андезину № 30-50. В зёрнах проявлена сосюритизация в виде мелкозернистого агрегата. По минералу образуется клиноцоизит.

Вторичные минералы встречаются в небольших количествах (до 10%). Клиноцоизит развивается в виде агрегата и скоплений зерен (размер индивидов менее 0,2 мм) по зёрнам плагиоклаза. Минерал бесцветный и выделяется высоким рельефом. При скрещенных николях имеет аномальную синюю окраску. Хлорит-серицитовый агрегат развивается по плагиоклазу и по пироксену.

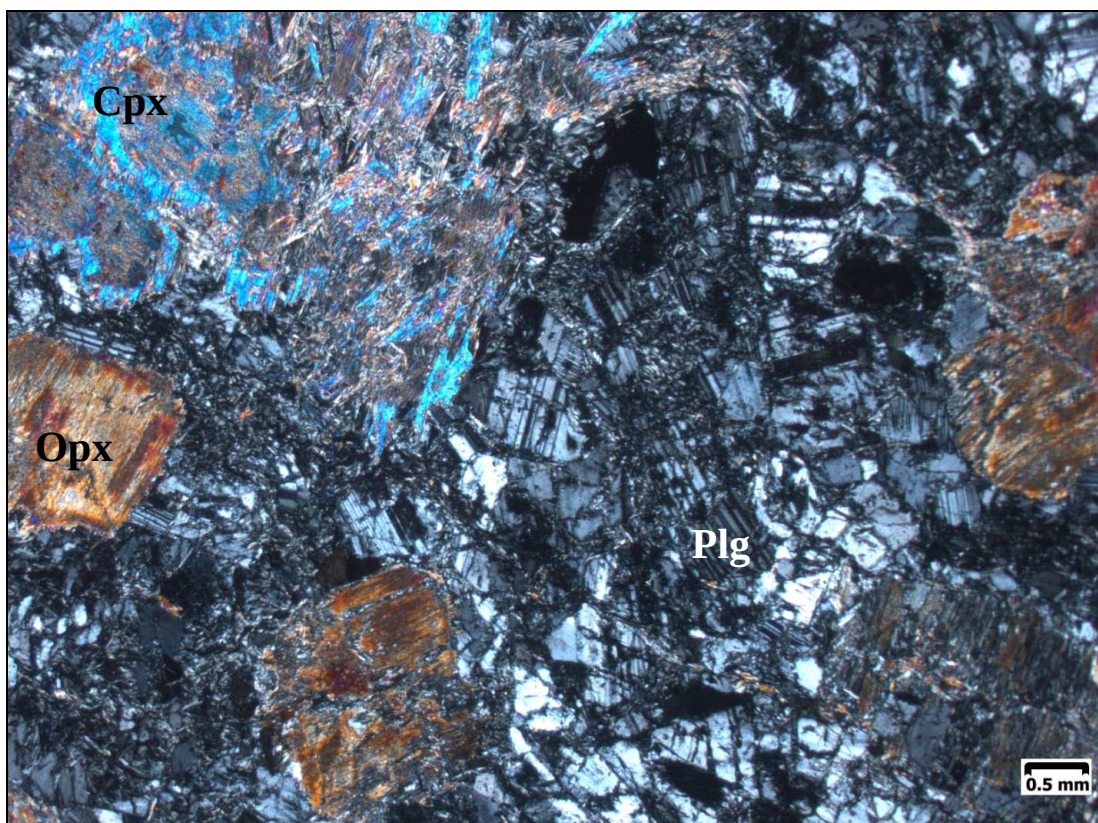


Рис. 40. Фото норита; Plg - плагиоклаз, Орх – ромбический пироксен, Срх - клинопироксен.

Пропилиты представляют собой полностью измененные породы. По минеральному составу выделяется два ассоциации. В первой преобладают такие минералы, как хлорит,

клиноцоизит и альбит (рис. 41). Для второй главным минералом является альбит (рис. 50). Структура пород нематофибробластовая, с элементами реликтовой гипидиоморфнозернистой. Породы мелкозернистые, отдельные минералы почти не различимы, однако даже в шлифах выделяются разности с различными ведущими минералами. В разных количествах присутствует альбит (до 50%). Чаще всего он представляет собой скопления, редко отдельные бесцветные зерна до 0,5 мм. с мозаичным погасанием. Клиноцоизит (до 30%) развивается в виде агрегата и скоплений зерен (размер индивидов менее 0,2 мм) по зёрнам плагиоклаза. Минерал бесцветный и выделяется высоким рельефом. При скрещенных николях имеет аномальную синюю окраску. Хлорит (до 30%) представлен мелкозернистым агрегатом, развивающимся по ортопироксену, имеет бурый оттенок, без плеохроизма, аномальные цвета интерференции. Кварц (до 15%) образует мелкие зерна до 0.1 мм. с мозаичным погасанием. Иногда встречается магматический плагиоклаз (до 5%), который представлен удлиненными кристаллами до 1 мм. с хорошо выраженным двойникованием (андезин № 30-50), но практически полностью замещенный вторичными минералами. Также присутствует рудный минерал (до 3%), который представлен ксеноморфными зернами в ассоциации с вторичными минералами. В целом минералы обособляются в виде кластеров, где есть как скрытокристаллическая масса, так и различные кристаллы, что указывает на собирательную перекристаллизацию.

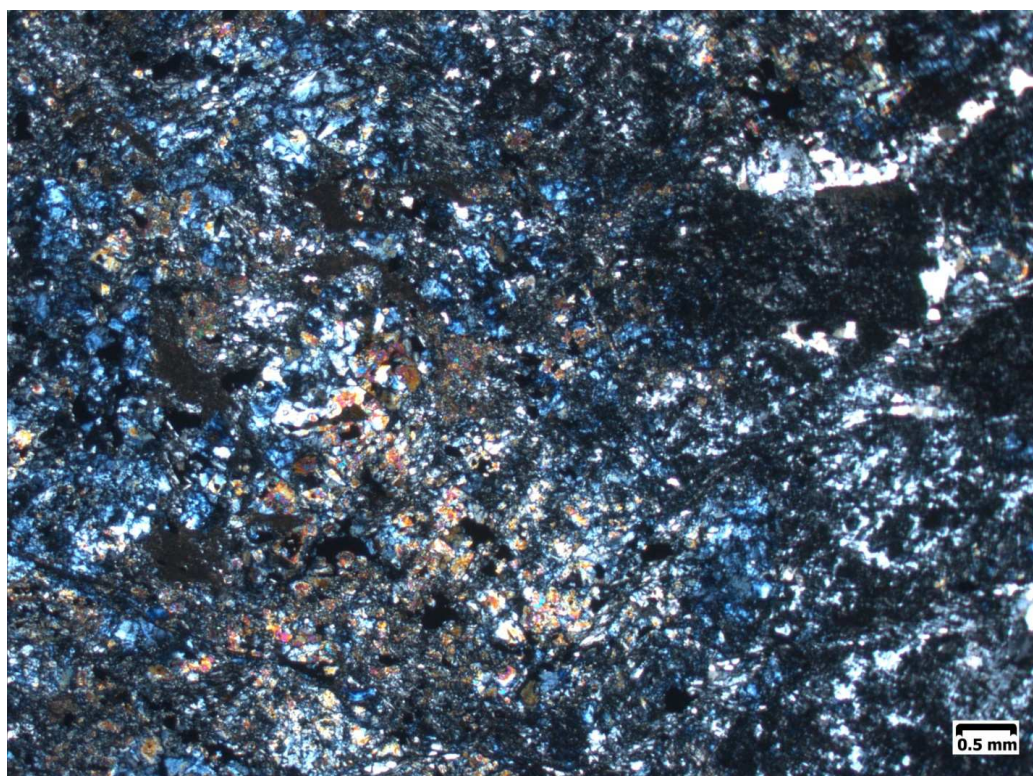


Рис. 41. Клиноцоизит-альбит-хлоритовый пропилит.

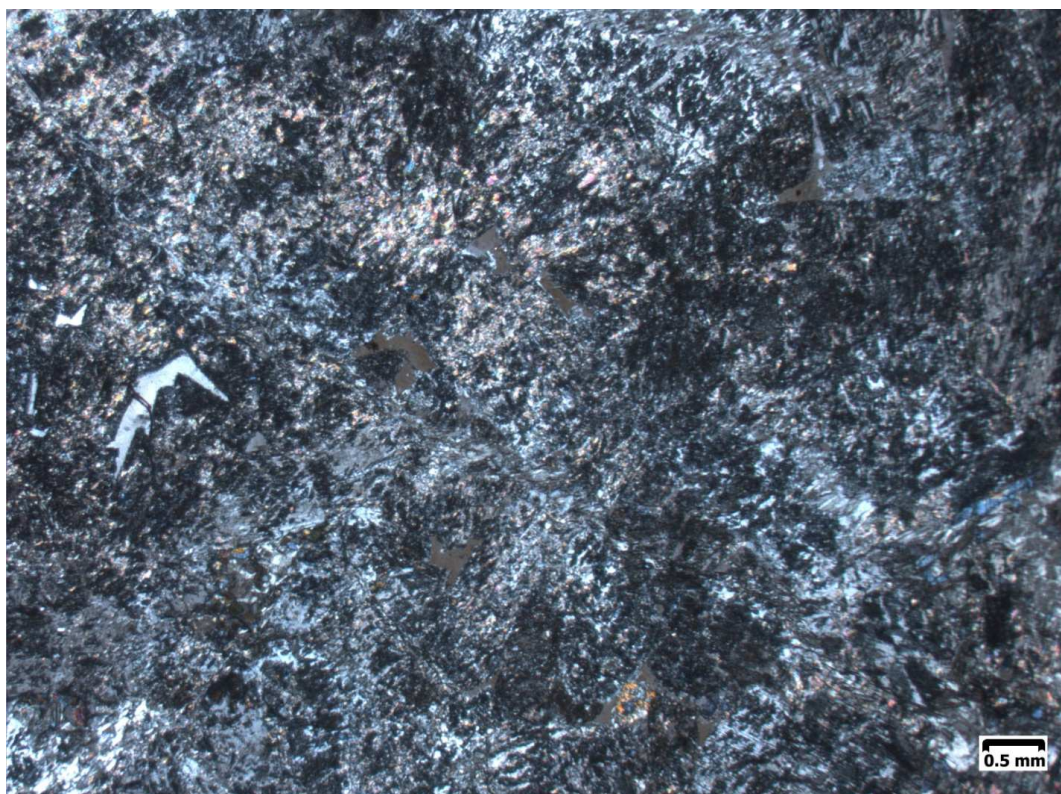


Рис. 42. Альбит-хлоритовый пропилит.

Актинолитовый пропилит представляет собой метасоматизированную дайку габбро-долерита, дайкового комплекса Мончеплутона. Текстура массивная. Структура мелкозернистая, нематобластовая. Главный минерал породы – амфибол, занимающий до 75%. Это зеленоватый минерал тремолит-актинолитового ряда, псевдоморфозы по пироксену не отмечаются. $N_g - N_p = 0,023 - 0,025$. $cN_g = 11^\circ$. Имеются мелкие игольчатые кристаллы до 0.02 мм, которые прорастают в плагиоклаз. Плагиоклаз (до 25%) образует удлиненными призматическими кристаллы размером 0,05 – 0,5 мм. Внутри крупных кристаллов видны вроски игольчатых кристаллов амфибола. Границы нечеткие – «изъедены» амфиболом. Наблюдаются полисинтетические двойники с хорошо выраженными структурами. Плагиоклаз соответствует андезину № 30-50. В зёрнах проявлена сосюритизация в виде мелкозернистого агрегата. Редко отмечаются зерна биотита. Он имеет слабый плеохроизм. Светло-коричневый без анализатора. Зерна расположены внутри и на границах амфибола. Размер до 0,05 мм.

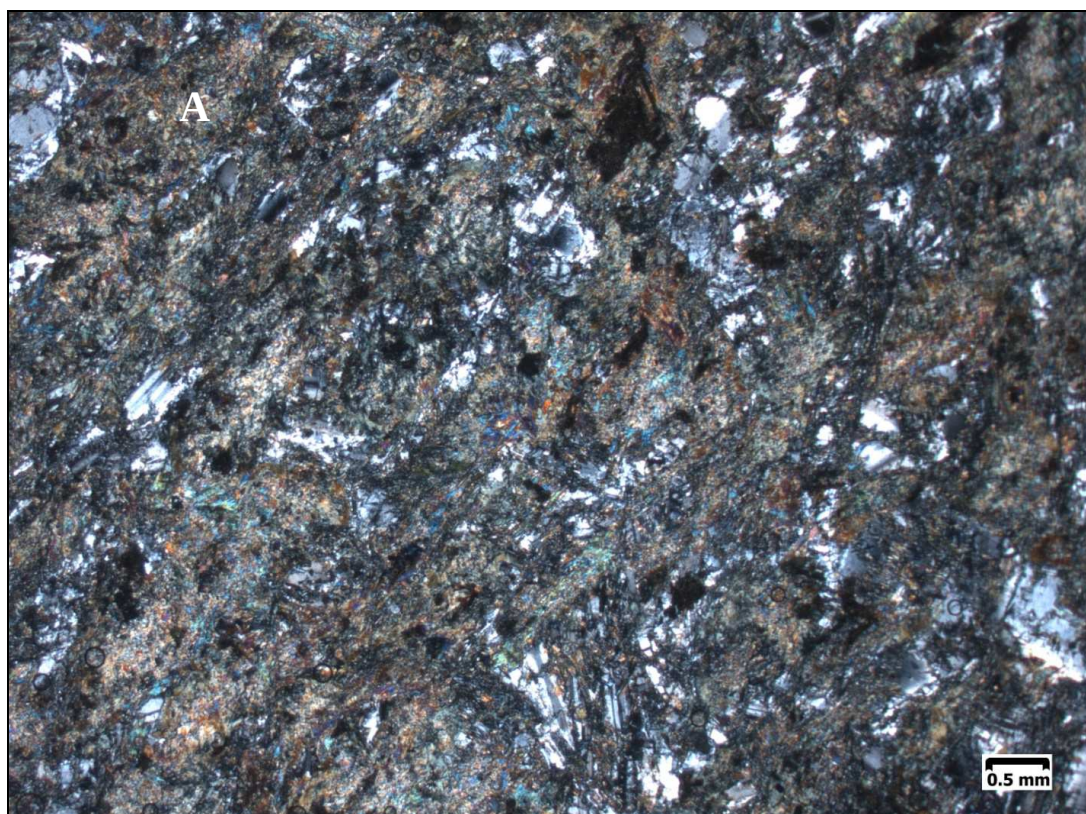


Рис. 43. Актинолитовый пропилит; Plg - плагиоклаз, Amf – амфибол.

Для выявления и уточнения минерального состава пропилитов был проведен рентгено-структурный анализ (аналитик Сапега В.Ф.) (табл. 1)

Для анализа были взяты 4 образца пропилитов, два из которых отобраны из зоны сульфидного и ЭПГ оруденения (V1111, V1112), а другие вне этой зоны (V1103, V1104) (рис. 47) для обнаружения возможных различий.

Таблица 1. Результаты рентгено-структурного анализа пропилитов массива Вуручуайвенч

№ п/п	Проба	Основные минералы	Минералы примеси
1	V1111 Рудный пропилит	Клинохлор – 36% Кварц - 30% Альбит – 20% Эпидот – 9% (цоизит, клиноцоизит)	Гематит - 3% Мусковит – 2% Пирротин - <1%
2	V1112 Рудный пропилит	Кварц – 33% Альбит – 30% Клинохлор – 26% Эпидот – 10% (цоизит, клиноцоизит)	Мусковит - <1% Гематит - <1% Троилит - <1%

3	V1103 Безрудный пропилит	Альбит - 50% Эпидот – 12% (цоизит, клиноцоизит) Клинохлор – 12% Мусковит – 10% Гематит – 7% Кварц – 5%	Гидроксилапатит – 2% Пирротин – 1%
4	V1104 Безрудный пропилит	Альбит – 56% Роговая обманка – 12% Кварц – 9% Эпидот – 7% (цоизит, клиноцоизит)	Клинохлор – 4% Гематит - <1% Пирротин - <1%

Результаты рентгено-структурного анализа не согласуются полностью с исследованием шлифов этих пород. Здесь существенно завышены содержания кварца, когда как в шлифах его не более 15%. В целом же пропилиты массива Вуручайвенч относятся к полевошпат-хлорит-пропилитовой ассоциации. Для рудных пропилитов характерна альбит-хлорит-пропилитовая ассоциация, для безрудных – альбит-хлоритовая ассоциация. Сульфидные минералы присутствуют также в обоих типах, но в небольшом количестве ($\approx 1\%$). Для пропилитов из рудной зоны характерно наличие гематита в заметных количествах (до 3%).

Выводы. Пласт Сопчи наиболее близок к ультрамафитовой расслоенной серии Мончеплутона. Он неоднороден по составу и строению. Пласт представляет собой силлообразное тело 2-3 м. мощности. Главной особенностью пласта является тонкая (миллиметры – первые сантиметры) расслоенность. Петрографический состав пласта изменяется в соответствии с общей закономерной латеральной расслоенностью Мончеплутона - от дунитов и гарцбургитов на западе, до пироксенитов и пегматитовых норитов на востоке. Кумулятивная текстура проявлена в образовании кумулюсного оливина и интеркумулюсного ортопироксена на западе и кумулюсного ортопироксена и интеркумулюсного плагиоклаза на востоке. Различные текстуры течения и оползания полужидкого, частично раскристаллизованного материала, свидетельствуют о формировании пласта в результате внедрения новой порции магмы в кристаллизующуюся магматическую камеру [Расслоенные..., 2004, Шарков, 2006].

Участок Морошковое озеро имеет сложное геологическое строение. На всей территории участка развиты кумулятивные нориты, которые представляют собой, как

сказано выше, отделенную от массива г. Нюд часть (рис. 13). Более всего здесь распространены слабоизмененные и измененные нориты сохранившие кумулусную структуру (рис. 28) и амфиболовые пропилиты по норитам, в которых кумулусная структура не сохранена. Эти породы пересекают жилы двух разновидностей: 1) жилы, сложенные метаноритами с сульфидной минерализацией (рис. 31); 2) жилы, сложенные метасоматизированными породами амфибол-плагиоклазового состава с оксидной минерализацией (рис. 32). Жилы второго типа являются более поздними относительно жил первого типа. На западном фланге участка находится мощная тектоническая зона северо-западного простирания с сульфидной минерализацией, в пределах которой породы сильно изменены, рассланцованы и смяты (рис. 35). Вблизи этой зоны залегают пятнистые метагаббронориты, предположительно принадлежащие к самостоятельному интрузивному телу. На восточном фланге участка наблюдается дайка метагаббродолеритов, которая сечёт жильные тела, сложенные породами амфибол-плагиоклазового состава, и вмещающие их слабоизменённые нориты и метанориты.

Участок Вуручуайвенч представлен одноименным габбронорит-анортозитовым массивом. По результатам исследования, основными породами, представленными на территории массива являются габбро, габбронориты и анортозиты различной степени изменения (рис. 40-43). Впервые на территории массива Вуручуайвенч выявлены породы пропилитовой ассоциации. Зоны пропилитов закартированы на детальном участке массива Вуручуайвенч. В результате исследования установлено, что пропилиты по минеральному составу делятся на 2 типа (табл. 1). С выделением разных типов пропилитов также связана специфика накопления платиновых металлов - с пропилитами альбит-хлоритовой ассоциации связано платинометальное оруденение, в альбитовой ассоциации оруденение отсутствует. Кроме этого, в рудных пропилитах выявляются признаки собирательной перекристаллизации, что также может быть критерием оруденения.

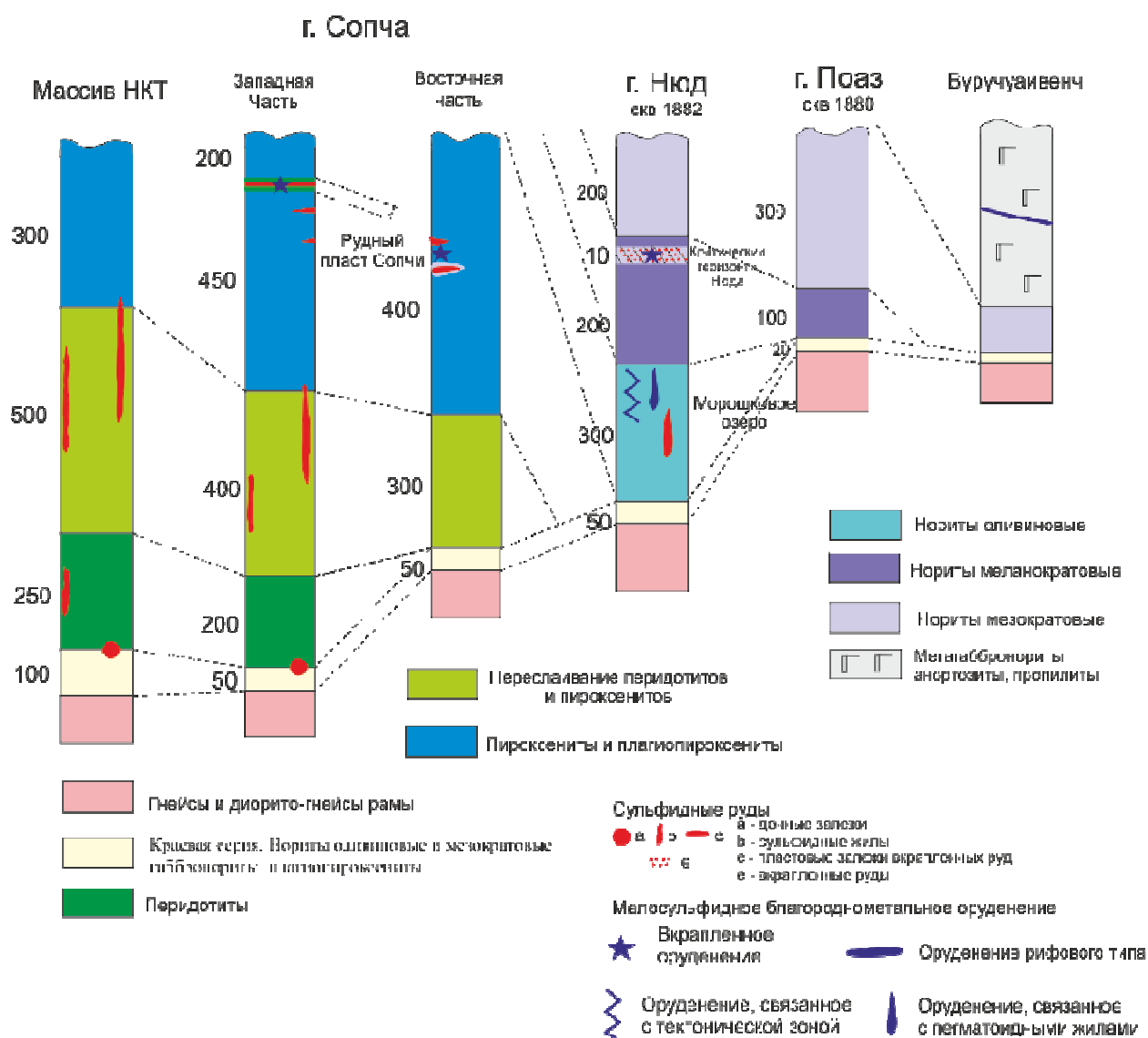


Рис. 44 Схематический разрез вдоль субширотной ветви Мончеплутон с обозначением положения сульфидного и благороднометального оруденения. По данным [Припачкин, Рундквист, 2009]

Подводя итоги исследования геологического строения участков, можно отметить существенное различие состава их пород, и выделить различные геолого-петрографические системы. Так на участке Сопча присутствует ультрамафит-мафитовая система, в которой представлены дуниты, гарцбургиты, пироксениты и нориты. На участке Морошковое – норитовая система, где наиболее важным структурным объектом является тектоническое нарушение в западной части участка. Кроме этого здесь обнаружены жильные тела измененных норитов и метасоматитов. На участке Вуручуайвенч выделяется габбронорит-анортозитовая система. Основной объем занимают слабоизмененные габбронориты. Также здесь выделяются пропилитизированные породы,

которые представляют собой субпараллельные тела северо-восточного простираения. По минеральному составу пропилиты делятся на две ассоциации.

Во всех трех объектах обнаружены тела габбро-долеритов, относящихся, скорее всего, к дайковому комплексу Мончеплутона

Глава 3. Оруденение участков

Участок Сопча

По результатам исследования, сульфидное оруденение рудного пласта Сопчи представлено пластовым типом вкрапленного сульфидного оруденения, его положение обусловлено макро-расслоенностью пласта.

Для Рудного пласта Сопчи, в западной части, типичным является неравномерное распределение сульфидов, границы обогащения которыми не совпадают с границами пласта. Минимальное их количество приурочено к нижней части пласта - к зоне дунитов и зоне переслаивания гарцбургитов. В заметных количествах (до 2-3 об.%) сульфиды фиксируются в зоне полосчатых гарцбургитов-ортопироксенитов, достигая максимума в ее верхней части. Сульфидные вкрапленники по размерам варьируют от сотых долей миллиметра до 1-2 мм. Особенностью минерального состава оруденения пласта является ассоциация сульфидов с оксидными минералами – магнетитом и хромитом [Расслоенные..., 2004]. Наибольшее количество магнетита наблюдается в нижней ортопироксенитовой зоне и зоне слабополосчатых гарцбургитов.

Главными сульфидными минералами [Расслоенные..., 2004] является типичная ассоциация для расслоенных интрузий - пентландит, халькопирит, пирротин, также отмечается наличие других минералов - борнит, хизлевудит, миллерит, троилит, годлевскит, талнахит, путоранит, дигенит и другие редкие минералы. В разрезе пласта отчетливо выделяются *два типа парагенезиса*:

- 1) Пентландитовая ассоциация. Она характерна для зоны переслаивания, а также для зоны ортопироксенитов и зоны слабополосчатых гарцбургитов.
- 2) Пирротиновая, более сернистая сульфидная ассоциация распространена в полосчатых гарцбургитах и в перекрывающих оливиновых ортопироксенитах.

Между этими ассоциациями сульфидов установлены переходы. Вверх по разрезу (рис. 4), от зоны ритмического переслаивания к зоне полосчатых гарцбургитов-ортопироксенитов уменьшается количество магнетита среди сульфидов, увеличивается общая доля сернистых минералов никеля с повышением среди них роли миллерита, увеличивается количество халькопирита. Далее вверх нарастает количество пирротина, в

незначительных количествах появляется пирит и практически исчезает магнетит. (Расслоенные..., 2004 г.).

По данным изучения [Расслоенные..., 2004] выявлена четкая связь минерального состава сульфидного оруденения с составом вмещающих пород и гидротермальным метаморфизмом. Так, *в дунитах и перидотитах* это пентландит + халькопирит + миллерит + самородная медь + пирит при преобладании пентландита; *в оливиновых пироксенитах*: халькопирит + пентландит + пирротин + ковеллин + дигенит + аргентопентландит; *в ортопироксенитах* вкрапленность сложена следующим парагенезисом: пирротин + пентландит + халькопирит + маккинавит при преобладании пирротина;

Данное закономерное распределение и последовательная смена минеральных ассоциаций рудных минералов в Рудном пласте Сопчи, скорее всего, определялись флюидным режимом, а также особенностями изменения фугитивности кислорода и серы при кристаллизации расплава.

Морфология сульфидных вкрапленников.

Изучение морфологии сульфидных вкрапленников в породах пласта Сопчи в прозрачных шлифах и полированных аншлифах показало, что встречаются два типа вкрапленности. Рудные вкрапленники первого типа (рис. 45 А) располагаются в интерстициях между кристаллами энстатита и распространяются по трещинам внутри этих кристаллов. Границы вкрапленников ровные, четкие. Некоторые мелкие зерна сульфидов образуют вроски в энстатите. Данный тип вкрапленности более распространен в породах пласта.

Рудные минералы во вкрапленниках менее распространенного второго типа (Рис. 45 Б) находятся в тесном сростании с постмагматическими силикатными минералами. Наиболее крупные выделения рудных минералов находятся в центре агрегата. Центральное крупное выделение рудных минералов окружено ореолом более мелких рудных частиц, находящихся в тесном сростании с такими эпигенетическими минералами как тальк и куммингтонит. Согласно принятой терминологии, данные морфологические типы соответствуют «сингенетическому» и «эпигенетическому» сульфидному оруденению.

По аналогии с другими платинометальными объектами, можно предположить, что именно вкрапленность второго (эпигенетического) типа характеризуется более высоким содержанием ЭПГ. Морфология вкрапленного малосульфидного ЭПГ оруденения достаточно детально изучена в Северном рифе Западно-Панского массива Федорово-

Панского раннепротерозойского расслоенного комплекса. ЭПГ оруденение Северного рифа связано главным образом с лейкогаббро, анортозитами, норитами. Объем, занимаемый сульфидно-оксидно-силикатной ассоциацией, составляет не более 1-2% объема породы. Общие размеры интерстиционных выделений достигают первых миллиметров. Характерной чертой морфологии вкрапленности является расположение тонкой сульфидной «сыпи» среди поздних силикатов, вокруг более крупного вкрапленника. Размер частиц сульфидной «сыпи» не превышает 0,1 мм.

В целом, содержание сульфидной вкрапленности по всему пласту неравномерно, и в западной его части оно развито сильнее (до 10%) чем в восточной (до 5%). Проведенные исследования подтверждают данные [Припачкин и др. 2008, Рундквист и др., 2009, Расслоенные, 2004] о различии сульфидного оруденения для восточной части, где характерна пирротиновая, в западной же – пентландитовая ассоциация. Сульфидные вкрапленники обоих типов содержатся также равномерно в изучаемых частях, но в западной части характерно сингенетическое оруденение, в восточной чаще встречается эпигенетическое. Оксидная минерализация встречена только в западной части.

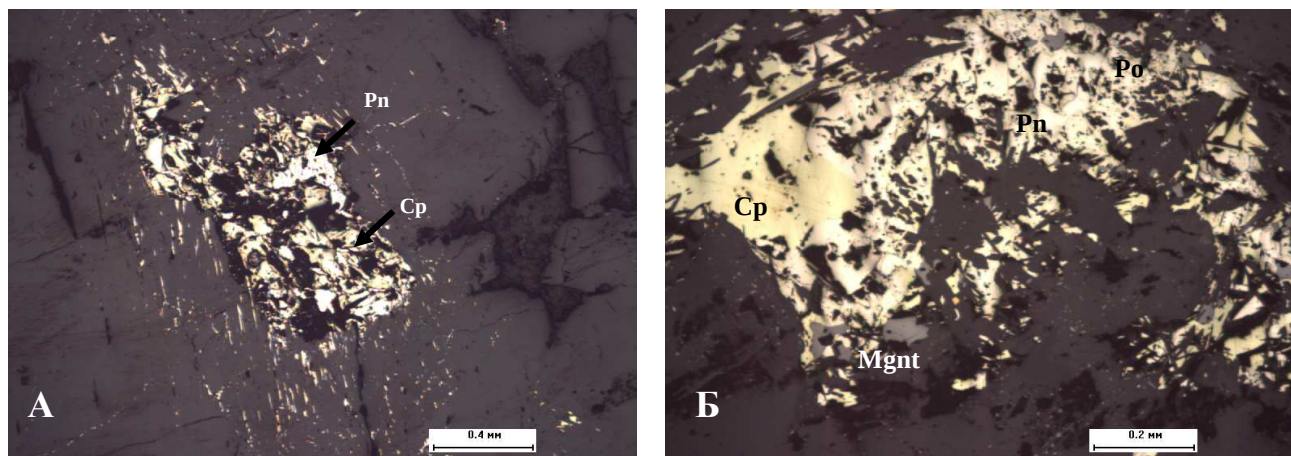


Рис. 45. Фотографии аншлифов плагиоклазового пироксенита из восточной части (А) и гарцбургита из западной части пласта (Б). Pn - пентландит, Cr – халькопирит, Po - пирротин, Mgnt – магнетит.

Платинометальное оруденение

Платинометальное оруденение рудного пласта Сопчи представлено малосульфидным типом [Расслоенные..., 2004]. Несмотря на прямую корреляцию МПГ и серы (табл. 9), некоторые исследования [Рундквист, Припачкин, 2009; Нерадовский, 2002] указывают на разобщенность платинометального и собственно сульфидного оруденения. Стоит отметить, что жильные Cu-Ni руды НКТ обогащены МПГ (в среднем 3-4 г/т) [Гроховская и др. 2003], также и в Норильском рудном районе платинометальное оруденение связано с сульфидными, хотя встречаются и собственно сульфидные жилы. Статистический анализ геохимических данных указывает на близкое родство Pt, Pd и Rh между собой и с Ni, Cu и S (табл. 9).

Платинометальное оруденение присутствует и за пределами пласта – во вмещающих ортопироксенитах (до 15 см от его кровли), где также представлено малосульфидным типом [Расслоенные..., 2004]. В некоторых скважинах более высокое содержание МПГ установлено в верхних частях разреза пласта и отмечена тенденция увеличения содержания МПГ в породах по мере снижения количества оливина [Нерадовский, 2002].

Наиболее богатое оруденение выявлено в пегматоидных ортопироксенитах, распространённых в центральной и восточной части пласта. Эти тела часто встречаются в разрезе пласта, но распределены весьма неравномерно.

Западная часть пласта содержит в среднем меньше МПГ, однако выдержанная мощность и содержание и равномерное распределение, делает эту часть наиболее удобной для отработки

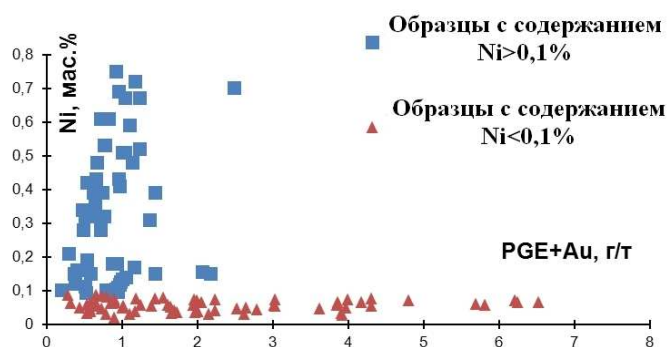


Рис. 46. Соотношение содержания никеля и МПГ+Au в породах рудного пласта Сопчи

По данным исследование корреляции МПГ и никеля [Рундквист и др., 2009] (рис. 46) выделяется «низконикелевая» (красный) и «высоконикелевая» (синий) группы образцов, которые, вероятнее всего, отвечают малосульфидному и собственно сульфидному типу оруденения. Видимо, эти типы совмещены в разрезе пласта, однако, следуя вышеописанным фактам, можно предположить существенное развитие сульфидного типа в западной части и малосульфидного в восточной.

Таблица 2. Содержания элементов в рудах пласта Сопчи в западной и восточной частях. Данные ГИ КНЦ РАН.

Западная часть пласта Сопчи													Восточная часть	
№	1	2	3	3	4	5	6	7	8	9	Среднее по 29 пробам	Станд. Откл.	Среднее по 16 пробам	Станд. Откл.
Pt, ppm	0,074	0,065	0,1	0,078	0,066	0,063	0,1	0,069	0,056	0,045	0,08	0,02	0,08	0,05
Pd, ppm	0,83	0,64	1,07	0,58	0,56	0,5	1,03	0,47	0,45	0,42	0,68	0,20	0,62	0,52
Rh, ppm	0,035	0,029	0,042	0,025	0,026	0,031	0,045	0,042	0,035	0,018	0,03	0,01	0,02	0,02
Au, ppm	0,014	0,035	0,025	0,079	0,062	0,03	0,061	0,069	0,039	0,03	0,04	0,02	0,04	0,02
Ni, %	0,43	0,32	0,67	0,53	0,28	0,39	0,52	0,36	0,32	0,32	0,50	0,15	0,20	0,16
Cu, %	0,049	0,27	0,32	0,15	0,22	0,23	0,38	0,16	0,14	0,048	0,20	0,10	0,09	0,07
S, %	0,33	0,87	0,67	1,34	1,22	1,20	1,91	1,00	0,68	0,01	0,87	0,46	0,48	0,67
Cu/Ni	0,11	0,84	0,48	0,28	0,79	0,59	0,73	0,44	0,44	0,15	0,42	0,19	0,45	0,27
Pd/Pt	11,22	9,85	10,70	7,44	8,48	7,94	10,30	6,81	8,04	9,33	8,72	1,08	7,07	2,53
PGE, ppm	0,94	0,73	1,21	0,68	0,65	0,59	1,18	0,58	0,54	0,48	0,80	0,23	0,73	0,58

Таблица 2 продолжение. Содержания элементов в рудах пласта Сопчи в западной и восточной частях.

Западная часть пласта Сопчи

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

Элементы	МН-54	МН-56	МН-45	4443	Среднее из 30 проб
Pt, ppm	0,10	0,80	0,35	0,10	0,17
Pd, ppm	2,20	6,90	1,60	0,80	1,41
Rh, ppm	0,06	0,22	0,04	0,02	0,04
PGE, ppm	2,36	7,92	1,99	0,92	1,62

Примечание: данные из [Гроховская и др., 2003]

Примечание. Содержания по данным атомно-абсорбционного анализа, химико-аналитическая лаборатория ГИ КНЦ РАН [Расслоенные..., 2004].

Среди минералов МПГ установлен куперит (PtS) и мончеит (PtTe_2) (рис. 47). Кристалл куперита расположен на границе зерна пентландита. Помимо этого внутри пентландита находятся кристаллы хромита и хлорита. Мончеит расположен на границе халькопирита и хлорита. Оба минерала МПГ образуют простые отдельные, незональные и несросшиеся зерна, размером до 7-10 мкм.

Собственные минеральные фазы представлены мелкими, размером до 5 мкм, зернами. Формы зерен простые, изометрические или округлые. Условия нахождения минералов платиновых металлов [Расслоенные..., 2004] таковы: 69% зерен располагаются на границе пары рудообразующий сульфид – силикат, реже занимают позицию включений в сульфидах; 31% зерен находятся в силикатах, причем подавляющее их число – в поздних силикатных каймах вокруг сульфидных вкрапленников. Литературные данные [Расслоенные..., 2004, Гроховская и др., 2003] также указывают, что основными минералами МПГ в Рудном пласте Сопчи являются самородные элементы, интерметаллиды, сульфиды, теллуриды, селениды, станниды и висмутотеллуриды ЭПГ, аналогичные МПГ в сульфидных жилах НКТ [Шарков, 2006].

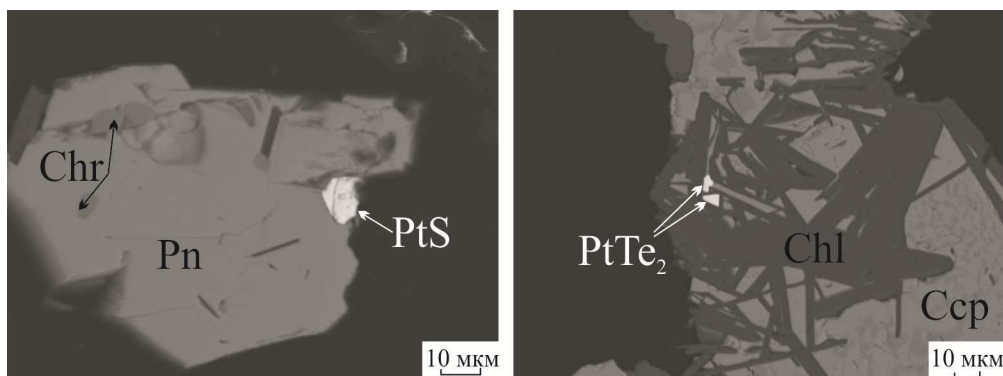


Рис. 47. Изображение в обратно-рассеянных электронах. Chr – хромит, Pn – пентландит, Chl – хлорит, Ccp - халькопирит

Установлено присутствие примеси МПГ в сульфидах. В пирротине наблюдались наиболее крупные частицы. В пентландите и халькопирите включения минералов МПГ тяготеют к микротрещинам. Примесь МПГ обнаружена почти в 50% проанализированных зерен сульфидов, в (г/т) Pd в пирротине – 600 и в халькозине - 600, Ig в пентландите – 1400 и Os – в хизлевудите 1700 (табл. 3). Платина в сульфидах не обнаружена [Расслоенные..., 2004; Нерадовский, 2002; Балабонин и др. 1998].

Таблица 3. Содержание химических элементов в минералах из руд "пласта-330", %.
Данные из [Нерадовский и др. 2002]

№ обр	401042		1402/123.8			1402/146.0		1401/061		1402/123.6		
Минерал	Пирротин	Меренскит	Пирротин	Пентландит	Халькопирит	Пентландит	Пирит	Фаза х-1	Пентландит	Фаза х-2	Хизлевудит	Халькозин
S	38.36	0.00	38.45	32.24	35.01	34.33	53.42	0.00	33.19	0.00	26.71	21.78
Fe	57.56	0.00	61.36	32.58	30.17	30.23	45.68	0.00	23.12	0.00	0.33	0.37
Ni	3.72	0.00	0.38	33.94	0.00	34.26	0.27	0.00	42.96	0.00	71.47	1.18
Cu	-	-	0.00	0.23	34.53	-	-	0.00	0.34	55.41	0.00	77.23
Co	-	-	0.05	0.56	0.00	1.02	0.98	0.00	0.96	0.00	0.04	0.07
Pt	0.00	14.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-
Pd	0.00	12.63	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	25.47	0.00	14.72	0.00	0.06
Rh	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.14	0.00	0.00
Ir	0.00	0.00	-	-	-	0.14	0.00	0.24	0.00	0.06	0.00	0.00
Os	0.00	0.00	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00
Bi	0.00	9.64	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-
Ag	0.00	-	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00
Te	-	54.06	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-
Pb	0.00	-	-	-	-	-	-	15.16	0.00	-	-	-
Сумма	99.64	91.06*	100.42	99.55	99.71	100.35	99.98	40.87*	100.57	72.61*	98.71	100.69

Примечание: * обозначены качественные анализы мелких фаз.

Участок Морошковое

На участке Морошковое озеро были исследованы проявления сульфидной, и связанной с ним платинометальной, минерализации двух типов:

- 1) минерализация в породах (метамафитах) тектонической зоны СЗ простирания (рис. 17, 30);
- 2) минерализация в жильных норитах и амфибол-плагиоклазовых метасоматитах (рис. 31).

Проявление минерализации первого типа, в тектонической зоне, было известно ранее. Оно было обнаружено А.А.Ефимовым в 2001 г при поисковых работах ОАО «ПАНА» на платиноиды. Работы А.А. Ефимова показывают неравномерность развития платинометальной минерализации в пределах тектонической зоны. Следует также упомянуть, что к северо-западу от данной точки на расстоянии не более 1 км находится полностью отработанное в 50-е годы XX века (извлечено Ni - 290 т, Cu – 90 т.) медно-никелевое месторождение «Морошковое озеро». Месторождение приурочено к тектонической зоне СЗ направления на контакте норитов массива Нюд-Поаз с архейскими метадiorитами и было представлено системой маломощных коротких жил и линз, сложенных сульфидами и/или магнетитом. Длина зоны оруденения составляла 280 м, максимальная мощность - 6 м, средняя – 1 м. Массивные руды содержали: Ni 3,88 % (max 7,2 %); Cu 0,86 %; Co 0,25 %; вкрапленные руды: Ni 0,45 %; Cu 0,15 %; Co 0,02 % (Бакаев и др., 1999 г.).

Несомненно, что проявление платинометальной минерализации, обнаруженное А.А. Ефимовым, находится на продолжении тектонической зоны СЗ простираения.

Сульфидное и оксидное оруденение тектонической зоны представлено следующими морфологическими разновидностями [Елисеев, 1956, отчет Рутштейн, 1964]:

1. Система неправильных ветвистых жилок и прожилков мощностью в несколько миллиметров и сантиметров. Они ориентированы вдоль сланцеватости.
2. Отдельные линзы и гнезда (соединяются прожилками) до 20 см. При том в сульфидную массу включены обломки сланцев (рудная брекчия)
3. Дендритовые выделения по стенкам трещин
4. Вкрапленники, вдоль плоскости сланцеватости, иногда в виде цепочек, формируя полосатые текстуры.

Сульфиды занимают 3-5 до 25% объёма породы. Мощность оруденелых зон от 0,1 м до 6,0 м. Мощность жилок сульфидов достигает 0,1 – 0,3 м. Характерны обособления пирротина, халькопирита, магнетита, образующих самостоятельные линзы. Содержание никеля и меди колеблется в широких пределах: никеля от 0,1% до 8,2%, меди от 0,1% до 6,45%. Отношение Ni/Cu изменяется от 4,0 в сплошных сульфидных рудах до 1,1 в гнездово-вкрапленном оруденении. Тип сульфидной и сульфоарсенидной минерализации в породах тектонической зоны можно охарактеризовать как инъекционный прожилково-гнездово-вкрапленный [Куплетский и др. 1935, Расслоенные..., 2004].

Количественные соотношения сульфидов в обнажениях варьируют в широких пределах, в отдельных аншлифах преобладает пирротин, в некоторых – халькопирит и никелевые сульфиды. Низкотемпературные парагенезисы сульфидов замещают пирротин и пентландит. Халькопирит почти всегда остается неизменным, образует ксеноморфные зерна и выделяется позже пирротина и пентландита. В борнит-халькопиритовых рудах халькопирит по краям и трещинам замещается халькозином и ковеллином, характерны также пластинки распада халькопирита и борнита. Пирротин характеризуется высокой степенью замещения вторичными сульфидами – марказитом, тонкими срастаниями пирита и марказита. Сульфоарсениды в породах участка представлены в основном минералами ряда кобальтин-герсдорфит (данные ГИ КНЦ РАН). Сульфоарсениды никеля кобальта характерны и для соседних участков – массивов Вуручайвенч и Южносопчинского [Гроховская и др., 2003]. Кобальтин и герсдорфит часто образуют метакристаллы, в центре которых видны реликты сульфидов. В срастании с кобальтином часто встречаются платиновые минералы - холингвортит и меренскит (рис. 45. А, Б).

Морфология, структуры и текстуры сульфидной вкрапленности подчинены вмещающим сульфиды силикатным парагенезисам. В сланцеватых, брекчированных породах рудные минералы располагаются вдоль рассланцевания пород.

Вкрапленная сульфидная и сульфоарсенидная минерализация практически всегда ассоциирует с титаномагнетитом. Идиоморфные зерна титаномагнетита обычно представлены магнетитом и ильменитом со структурами распада (рис. 48). Часто они представляют собой скелетные кристаллы ильменит+магнетит, матрица которых заполнена амфиболом и сульфидами – пирротинном, халькопиритом. Количество титаномагнетита в аншлифах варьирует от единичных зерен до густовкрапленного оруденения.

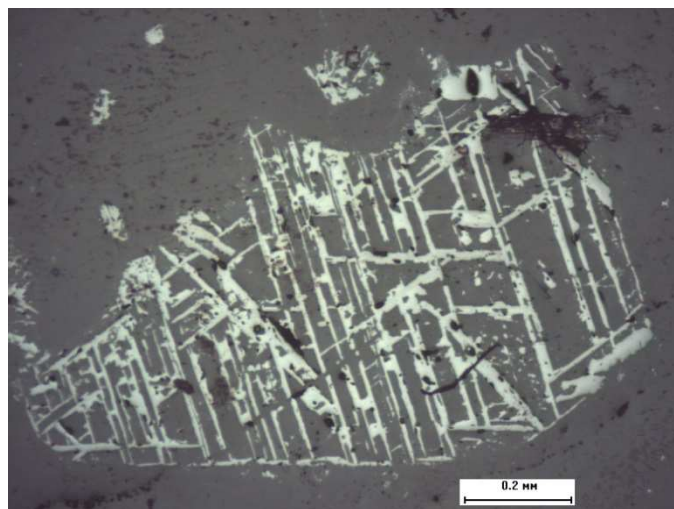


Рис. 48. Структура распада титаномагнетита.

Изучение морфологии сульфидов и сульфоарсенидов в породах участка Морошковое озеро в прозрачных шлифах и полированных аншлифах показало, что встречаются два типа рудной вкрапленности (рис. 49).

Рудные зерна первого типа (рис. 49) располагаются в интерстициях между кристаллами энстатита и распространяются по трещинам внутри этих кристаллов. Границы зерен ровные, четкие. Некоторые мелкие зерна сульфидов образуют вроски в энстатите. Данный тип вкрапленности встречается в основном в пегматоидных породах и менее распространен в породах тектонической зоны.

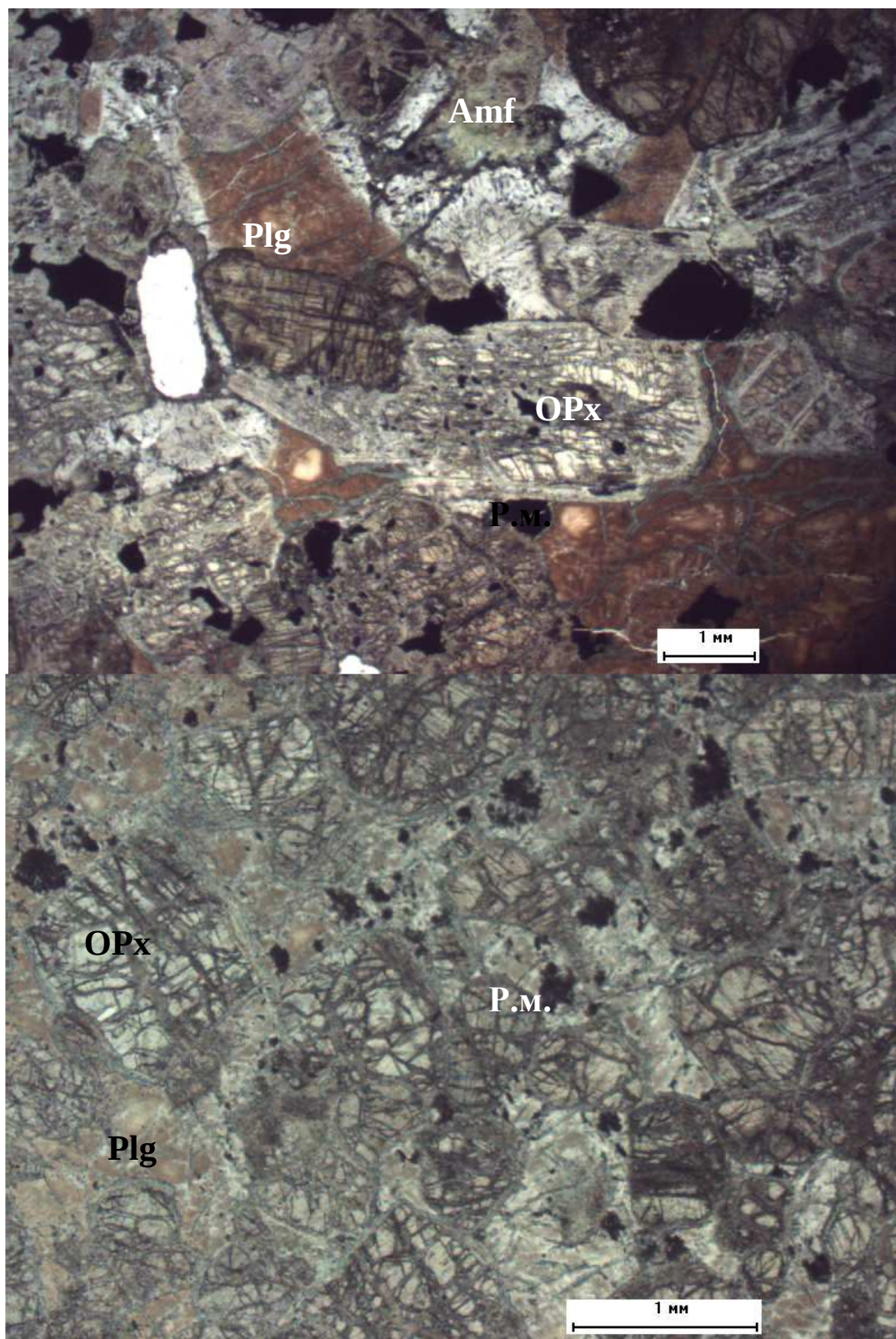


Рис. 49. Сингенетическая (сверху) и эпигенетическая (снизу) вкрапленность; Plg - плагиоклаз, Орх – ромбический пироксен, Amf – амфибол, р.м. – рудный минерал.

Рудные минералы во вкрапленниках менее распространенного второго типа (рис. 49) находятся в тесном сростании с постмагматическими силикатными минералами или формируют тонкую рассеянную рудную сыпь. Наиболее крупные выделения рудных минералов находятся в центре агрегата. Центральное крупное выделение рудных минералов окружено ореолом более мелких рудных частиц, находящихся в тесном сростании с такими эпигенетическими минералами как хлорит, амфибол, тальк. В пегматоидных телах данный тип вкрапленности не встречается и характеризует в основном тектонически переработанные габброиды. Согласно принятой терминологии, данные морфологические типы соответствуют «сингенетическому» и «эпигенетическому» сульфидному оруденению.

Проводя аналогию с другими платинометальными объектами (Северный риф Западно-Панского массива Федорово-Панского раннепротерозойского расслоенного комплекса), можно предположить, что именно вкрапленность второго (эпигенетического) типа характеризуется более высоким содержанием ЭПГ.

Таким образом, в пегматоидных жилах плагиоклаз-пироксенового состава руда ближе к сингенетическому типу вкрапленных руд, а в тектонически переработанных норитах – к эпигенетическому. Содержание сульфидной минерализации практически одинаково.

К настоящему времени в аншлифах и концентратах тяжелых минералов из рудопроявления Морошкового озера установлены висмутотеллуриды и арсениды палладия, брэггит, висоцкит, электрум, котульскит, меренскиит, холлингвортит и минералы ряда кобальтин – герсдорфит с примесью ЭПГ (по результатам исследований ГИ КНЦ РАН). Все перечисленные минеральные фазы установлены в породах тектонической зоны СЗ простираения.

Минералы платиновой группы присутствуют в породах участка, как в виде собственных минеральных фаз, так и в форме изоморфных примесей в различных минералах. Собственные минеральные фазы представлены мелкими, размером первые мкм, зернами, включенными в кобальтин-герсдорфит, пирротин, пентландит или халькопирит. Формы зерен простые, изометрические или округлые. Причем в основном выделения тяготеют к краевым зонам сульфидов. В целом же, основная часть МПМ пространственно связана с сульфидами и сульфоарсенидами, за исключением некоторых теллуридов и мышьяковистых фаз, которые образуют собственные минеральные фазы в силикатах.

Размеры выделенных МПМ аналогичны размерам минералов в других рудопрооявлениях Мончегорского комплекса (от первых мкм до 40-100 мкм), часто встречаются микронные и субмикронные зерна. МПМ образуют мономинеральные выделения и сложные многофазные сростания, иногда с реакционными соотношениями минералов.

На рис. 50 Б представлено мелкое (до 6 мкм в длину) линзовидное выделение меренскита, тяготеющее к периферии зерна кобальтина-герсдорфита, заключенном в силикатной матрице. Холлингвортит представлен хорошо образованным коробчатым зерном размером 13 мкм в длину в минерале ряда кобальтин-герсдорфит. Границы зерен прямые, резкие (рис. 50 А). Электрум образует мельчайшие (размером до 1 мкм) изометричные неравномерно распределенные включения в пирите. На рисунке 50 В представлены мельчайшие зернышки сперрилита, меренскита и теллурида палладия, заключенные в силикатной матрице. Размеры самостоятельных выделений до 7 мкм, границы извилистые, формы зерен неправильные.

Примесь палладия установлена в никелевом миллерите 0,2% и до 2,43% в минералах ряда кобальтин – герсдорфит. Изоморфное вхождение палладия в структуру

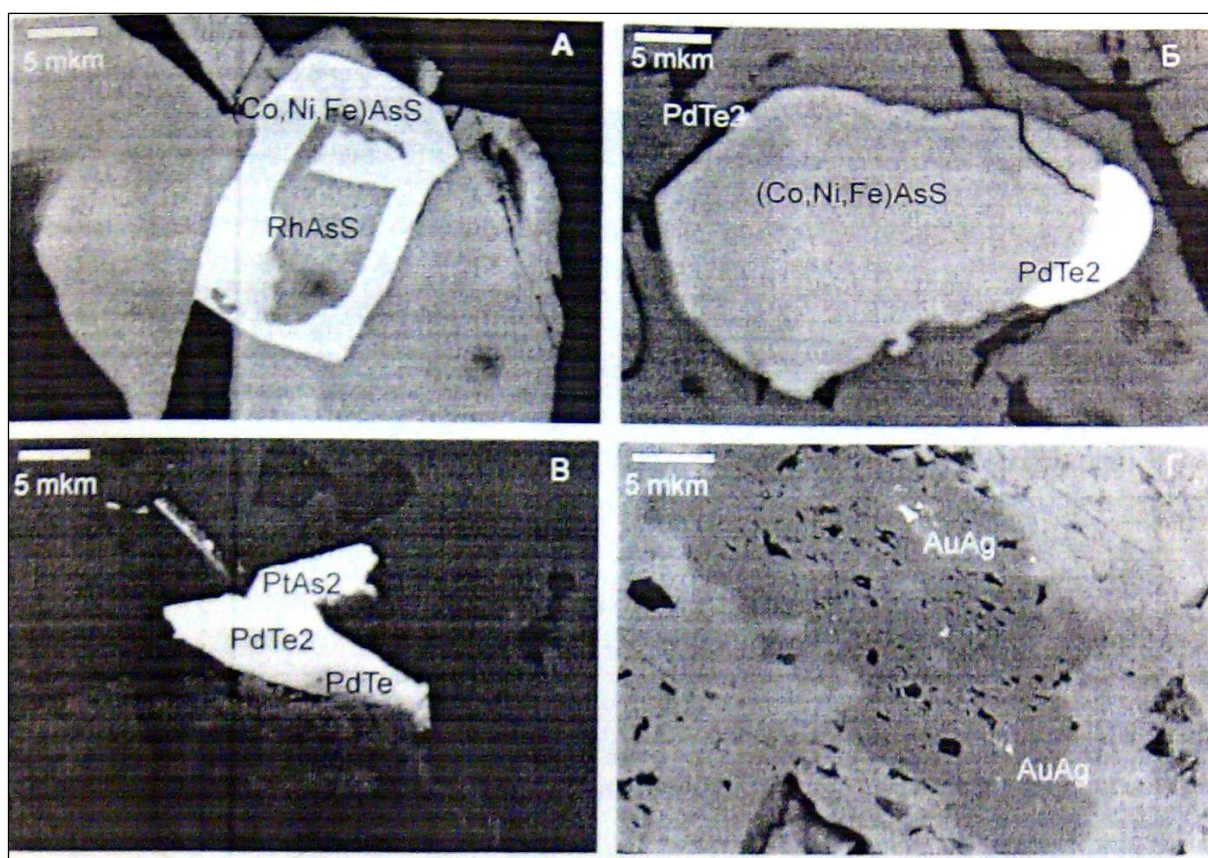


Рис. 50. Сростания минералов платиновых металлов с сульфоарсенидами кобальта и никеля (А-Б), локализованных в силикатах (В). Включения электрума в пирите (Г). Фото в режиме BSE, электронный микроскоп JEOL 5300. Фото ГИ КНЦ РАН

Таблица 4. Содержание элементов платиновой группы и золота в породах участка
Морошковое озеро.

	1	2	3	4	5	6	7	8
	Я-1	Я-8	Я-30	Я-33	Я-34	ЮС 2	ЮС 3	ЮС 4
Pt	<0,02	<0,02	0,056	<0,02	<0,02	0,15	0,15	0,2
Pd	0,007	<0,02	0,52	0,096	0,074	1,15	1,3	1,48
Rh	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,005	0,01	0,004
Au	0,006	<0,004	0,026	0,016	0,004	0,048	0,061	0,069
Ru	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Ir	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	0,033	0,044	0,602	0,132	0,098	1,353	1,521	1,75
	9	10	11	12	13	14	15	
	ЮС 5	ЮС 6	АЮ-2	П-2011-2	Я-31	Я-38	Я-39	
Pt	0,2	0,15	0,066	0,048	0,028	0,3	<0,02	
Pd	1,28	1,16	0,48	0,28	0,24	1,6	<0,004	
Rh	0,004	0,004	0,005	н.о.	н.о.	0,023	н.о.	
Au	0,066	0,045	0,054	0,043	0,023	0,17	0,004	
Ru	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	<0,02	н.о.	
Ir	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	<0,02	н.о.	
Сумма	1,55	1,35	0,605	0,371	0,291	2,133	0,028	
	16	17	18	19	20	21	22	23
	2106	2107	2108	2109	2110	2111	2112	2113
Pt	0,23	0,25	0,13	0,22	0,41	0,16	0,41	0,37
Pd	2,24	1,79	0,65	1,59	1,49	1,34	1,01	1,05
Rh	0,16	0,082	0,038	0,053	0,06	0,036	0,049	0,046
Au	0,032	0,048	0,019	0,072	0,04	0,01	0,034	0,041
Сумма	2,662	2,17	0,837	1,935	2	1,546	1,503	1,507
	24	25	26	27	28	29	30	31
	2114	2115	2116	2117	2118	2119	2120	2121
Pt	0,48	0,1	0,19	0,58	0,12	0,16	0,02	0,048
Pd	1,72	0,52	1,61	1,48	1,1	1,05	0,02	0,2
Rh	0,075	0,016	0,042	0,053	0,032	0,034	0,004	0,008
Au	0,061	0,017	0,053	0,063	0,026	0,031	0,004	0,01
Сумма	2,336	0,653	1,895	2,176	1,278	1,275	0,048	0,266

Примечание: 1-5-метанориты; 6-13-жильные метанориты и плагиоклаз-амфиболовые породы; 14-31 - метасоматиты тектонической зоны. По данным ГИ КНЦ РАН (16-31 - данные А.А. Ефимова, 2001).

Таблица 5. Содержания рудных элементов в тектонической зоне участка Морошковое озеро. Данные ГИ КНЦ РАН.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	Среднее
Ni	0,16	0,11	0,13	0,077	0,12	0,11	0,083	0,047	0,064	0,048	0,062	0,069	0,064	0,065	0,086
Cu	0,75	0,64	0,69	0,55	0,43	0,31	0,18	0,14	0,42	0,048	0,2	0,33	0,14	0,16	0,356
Co	0,008	0,004	0,006	0,004	0,006	0,004	0,004	0,005	0,007	0,004	0,008	0,005	0,005	0,005	0,005
S	0,87	0,78	0,82	0,56	0,35	0,26	0,18	0,06	0,56	0,06	0,31	0,41	0,15	0,1	0,39
Pt	0,23	0,25	0,24	0,22	0,41	0,16	0,41	0,37	0,48	0,1	0,19	0,58	0,12	0,16	0,28
Pd	2,24	1,79	2	1,59	1,49	1,34	1,01	1,05	1,72	0,52	1,61	1,48	1,1	1,05	1,43
Rh	0,16	0,082	0,119	0,053	0,06	0,036	0,049	0,046	0,075	0,016	0,042	0,053	0,032	0,034	0,061
Au	0,032	0,048	0,04	0,072	0,04	0,01	0,034	0,041	0,061	0,017	0,053	0,063	0,026	0,031	0,041

сульфидов и сульфоарсенидов объясняется, близкими кристаллохимическими свойствами минералов. Сам минерал ряда кобальтин – герсдорфит представлен достаточно крупными (десятки мкм) зернами, заключенными в силикатах.

В целом, минералы платиновых металлов выделяются в сульфидах, сульфоарсенидах, на контактах с породообразующими силикатами и во вторичных водосодержащих силикатах. Четкого литологического контроля малосульфидного платинометального оруденения с каким либо типом пород пока не установлено.

Для оценки связи платиноидов с рудной минерализацией были рассчитаны коэффициенты парной корреляции (табл. 6). В результате статистического анализа выявлены наиболее значимые корреляционные связи Pt, Pd, Rh и Au между собой и с Cu, а связи МПГ с Ni более слабые. Для выборки в 22 пробы критический (значимый) коэффициент корреляции имеет значение 0.09; красным обозначены коэффициенты с сильной связью.

Таблица 6. Матрица коэффициентов парной корреляции

	Cu	Ni	Co	Pt ppm	Pd ppm	Rh ppm	Au ppm
Cu	1						
Ni	0.810326	1					
Co	-0.09009	-0.03978	1				
Pt ppm	0.534464	0.361875	0.145733	1			
Pd ppm	0.845094	0.617802	-0.04464	0.722216	1		
Rh ppm	0.725803	0.427759	-0.02681	0.576004	0.849951	1	
Au ppm	0.741936	0.715496	0.100424	0.541497	0.590816	0.246534	1

По корреляционной матрице видно, что такие халькофильные элементы как медь, никель имеют между собой высокие положительные коэффициенты корреляции, а с кобальтом низкие; платиноиды же коррелируют с медью и в меньшей степени с никелем и кобальтом, отмеченное также в таблице золото имеет положительный коэффициент с медью и никелем. Это дает основания полагать, что золото тесно ассоциирует с сульфидами. Также выявляются некоторые расхождения с минералогическими результатами. К примеру, по минералогическим данным, герсдорфит ассоциирует с меренским, следовательно, должна наблюдаться сильная связь между Pd и Ni с Co. Однако, связь с никелем если и достаточная, то с кобальтом наблюдается отрицательная. Это может говорить о более сложном, чем прямая линейная, характере связей между элементами. Аналогичная ситуация выявляется для родия. Скорее всего, данные химических анализов не представляют всю картину распределения благороднометальной минерализации и необходимы более детальные исследования.

Таблица 7. Состав сульфидов в рудных горизонтах участка Морошковое озеро (скв.1814). Данные ГИ КНЦ РАН.

Минерал	Ni	Co	S	As	Fe	Cu	Pd	Te	Сумма
Полидимит	49,28	2,79	40,6	-	1,58	4,97	-	0,64	100,01
Миллерит	63,48	1,27	34,86	-	0,14	0,12	0,2	0,49	100,64
Полидимит	56,14	1,41	41,43	-	0,11	0,09	-	0,51	99,69
(Ni ,Fe) S	54,08	0,26	33,5	1,26	19,2	0,26	-	0,19	98,82
Полидимит	54,92	1,64	43,33	0,56	0,12	0,09	-	0,51	101,19
Полидимит	50,35	0,29	44,52	0,59	0,42	1,43	-	0,49	98,09

Таблица 7 продолжение. Состав сульфоарсенидов в рудных горизонтах участка Морошковое озеро. Минералы ряда кобальтин-герсдорфит. Данные ГИ КНЦ РАН.

Обр.	Co	Ni	Fe	As	S	Pd	Si	Сумма
30_1	20,31	7,9	4,93	41,46	20,5	2,15	0,88	98,1
30_2	22,89	6,16	3,94	41,52	20,55	2,43	0,99	98,5
30_3	22	6,48	4,7	41,74	19,95	1,82	0,97	97,7
13214_1	21,75	10,12	4,02	42,47	21,16	-	-	99,5
13214_2	28,97	5,38	3,38	45,24	22,23	-	-	105

Участок Вуручуайвенч

В средней части разреза массива Вуручуайвенч выявлен протяженный риф, содержащий вкрапленное сульфидное медно-никелевое и платинометальное оруденение. Платинометальный риф к настоящему времени достаточно хорошо изучен, благодаря поисково-картировочным работами. Согласно последним данным, ЭПГ-оруденение массива Вуручуайвенч в разрезе связано с так называемой «полосчатой зоной» мощностью 200-240 м, представленной (сверху вниз) лейкократовыми кварцевыми габброноритами (мощность 40 м) и «зоной переслаивания» (мощность 120-180 м) мезократовых габброноритов и анортозитов. В основании «зоны переслаивания» залегает маркирующий горизонт, представленный неравномернoзернистыми (такситовыми) габброноритами – от среднeзернистых до крупнозернистых и пегматоидных, с гнездами голубого кварца [Припачкин, Рундквист, 2009].

В верхней части такситового горизонта или в низах «зоны переслаивания» залегают анортозиты так называемого «рифа V-I» с Рудным телом 1. Висячем и лежащем боках этого рифа среди прослоев анортозитов локализованы более мелкие рудные тела. Мощность анортозитовых тел пластообразной и линзовидной формы варьирует от 40-50 м в северо-западной части МВ до 25-30 м в центральной части, в пережимах уменьшаясь до 10-15 м.

Рудное тело 1 пластообразной формы прослеживается по простиранию более чем на 2,5 км, имеет изменчивую мощность (от первых метров – до 6-9 м, в локальных раздувах – до 25 м) и пологое (от 5-10° до 20-30°) падение в южных и юго-восточных румбах. Оно осложнено серией антиклинальных и синклинальных перегибов и выполаживается с глубиной. С запада на восток выделяются 3 блока Рудного тела 1.

Форма *западного блока* Рудного тела 1 пластообразная с падением в южных, юго-восточных румбах. Она осложнена серией антиклинальных и синклинальных перегибов. Размах крыльев складок от 60 до 200 м и более. Мощность рудного тела невыдержанная, с раздувами до 5.7 – 9 м и даже до 24.5 м (борт 1 г/т).

В *центральной блоке* рудное тело 1 характеризуется более выдержанным и спокойным залеганием. Угол падения рудного тела геологических разрезах плавно меняется от 10-20° на западе, до 25-30° на востоке. Прослеженная длина рудного тела по простиранию 1200 м при установленной длине по падению до 720 м. На севере блока рудное тело 1 выходит на поверхность (под рыхлые моренные отложения), протяженность выхода 720 м на абсолютных отметках 190-260 м.

Таблица 8. Содержания элементов в рудах массива Вуручуайвенч

Кол-во проб	31	
	Средне	Станд. Откл.
Pt	0,26	0,32
Pd	1,63	1,79
Rh	0,05	0,06
Au	0,05	0,06
Ni	0,09	0,10
Cu	0,10	0,10
S	0,29	0,44
Cu/Ni	1,31	1,11
Pd/Pt	8,05	6,29
PGE	1,92	2,11

Примечание: данные ГИ КНЦ РАН

Таблица 8 продолжение. Содержания элементов в рудах массива Вуручуайвенч

№	6041	13708	1844/35,2-35,9	1844/32,5-39,2
Pt	0,77	0,71	0,8	0,4
Pd	15,20	6,02	6,15	3,5
Rh	0,06	0,06	0,07	0,03
PGE	16,03	6,79	7,02	3,93

Примечание: по данным [Гроховская и др., 2003]

В *Восточном блоке* Рудное тело 1 слепое, прослежено по простиранию на 900 м, падению на 420 м, залегает на глубине 120-260 м. Угол падения рудного тела колеблется от 5° в северо-восточной части до 10° - в западной. Рудные тела, развитые в параллельных рудному телу 1 рудовмещающих горизонтах плагиоклазитов, удалены от него на 30 – 50 м, по мощности уступают основному рудному телу при средней мощности, бортовое содержание палладия 1 г/т, около 1м, и характеризуются невыдержанностью по простиранию и падению. Содержания при борте условного палладия 1 г/т колеблются от 1,31 г/т до 8,12-19,24 г/т [Иванченко и др. 2008].

Содержания ЭПГ+Au в среднем в рудах массива Вуручуайвенч составляет более 3 г/т с преобладанием палладия над платиной [Расслоенные..., 2004].

Для изучения минералов МПГ были подготовлены препараты из сульфидной и тяжелой электромагнитной фракций. В результате исследования (рис. 51, табл.9) установлены арсениды, сульфоарсениды, теллуrowисмутиды платины и палладия, кроме этого обнаружены электрум и гессит. Самыми распространенными являются палладоарсенид (Pd_2As), сперрилит ($PtAs_2$) и котульскит ($Pd(Te,Bi)$). Эти минералы образуют изометричные зерна, размером около 10 мкм (до 20 мкм). Установлены две минеральные фазы сложного состава, в первом случае (рис. 51 а) это, по-видимому, сложное срастание арсенида палладия и никелевого сульфида, возможно пентландита, во втором (рис. 51 г) – сульфоарсенид палладия с повышенным содержанием никеля и мышьяка. Также обнаружены электрум и гессит, расположенные в миллерите (рис. 51 с, d) и электрум в силикатной матрице (рис. 51 i). Более интересным является положение минералов МПГ. Так, из 11 выявленных зерен, на границе сульфид-силикат располагаются 3, в сульфидах – 4, и в силикатах также – 4 зерна, а 10 из них непосредственно контактируют или находятся по близости с кристаллами эпидота. Минералы МПГ чаще всего ассоциируют с халькопиритом, чуть реже с пентландитом и в одном случае с миллеритом.

По данным [Гроховская и др., 2000; Гроховская и др., 2003; Расслоенные... 2004] в рудах платинометального рифа обнаружены следующие минеральные виды МПГ: Самородные металлы и интерметаллиды: золото, серебро, электрум, кюстелит; сульфоарсениды: ирарсит, платарсит, холингвортит и др.; арсениды: сперрилит, маякит и др.; теллуриды и селениды: сопчеит, науманит; висмутотеллуриды: котульскит, майченерит и др.

Массив Вуручуайвенч, в отличие от массивов НКТ и рудного пласта Сопчи, характеризуется в три раза меньшим содержанием самородных металлов, в нем нет сульфидов, но широко развиты сульфоарсениды и арсениды. По комплексу минеральных видов оруденение рифа Вуручуайвенч хорошо сопоставляется с оруденением, установленным на Южносопчинском участке, участке Морошковое озеро и в Мончетундровской интрузии. В них представлены практически все группы МПМ, но общей особенностью является широкое развитие арсенидов и сульфоарсенидов.

Табл. 9. Состав минералов МПГ в рудах массива Вуручуайвенч

№ п.п.	Минерал	Pd	Pt	Ni	Cu	Fe	Ag	Au	As	Te	Bi	S	Sb
1	(Pd,Ni) ₂ (As,S)	43,20		19,08	2,18	0,53			18,86			16,15	
2	Сперрилит (PtAs ₂)		33,63	2,08	2,68	0,75			58,76			2,10	
3	Котульскит Pd(Te,Bi)	47,40			3,30					33,67	15,64		
4	Электрум (Au, Ag)			8,48			67,31	24,22					
5	Палладоарсенид (Pd ₂ As)	66,30							26,39				
6	Гессит (Ag ₂ Te)						65,29			34,71			
7	Сперрилит (PtAs ₂)		31,03		5,62	4,20			56,13			3,02	
8	Палладоарсенид (Pd ₂ As)	65,65			5,74	2,05			24,82			1,74	
9	Палладоарсенид (Pd ₂ As)	74,65							20,81				4,54
10	Котульскит Pd(Te,Bi)	49,23				1,75				33,39	15,62		
11	(Pd,Ni)(Te,Bi,As)	46,42		7,54		2,35			6,58	21,15	15,96		
12	Палладоарсенид (Pd ₂ As)	68,02			2,72				29,25				
13	Электрум (Au,Ag)						35,38	64,62					
14	Палладоарсенид (Pd ₂ As)	67,69			4,63				27,68				

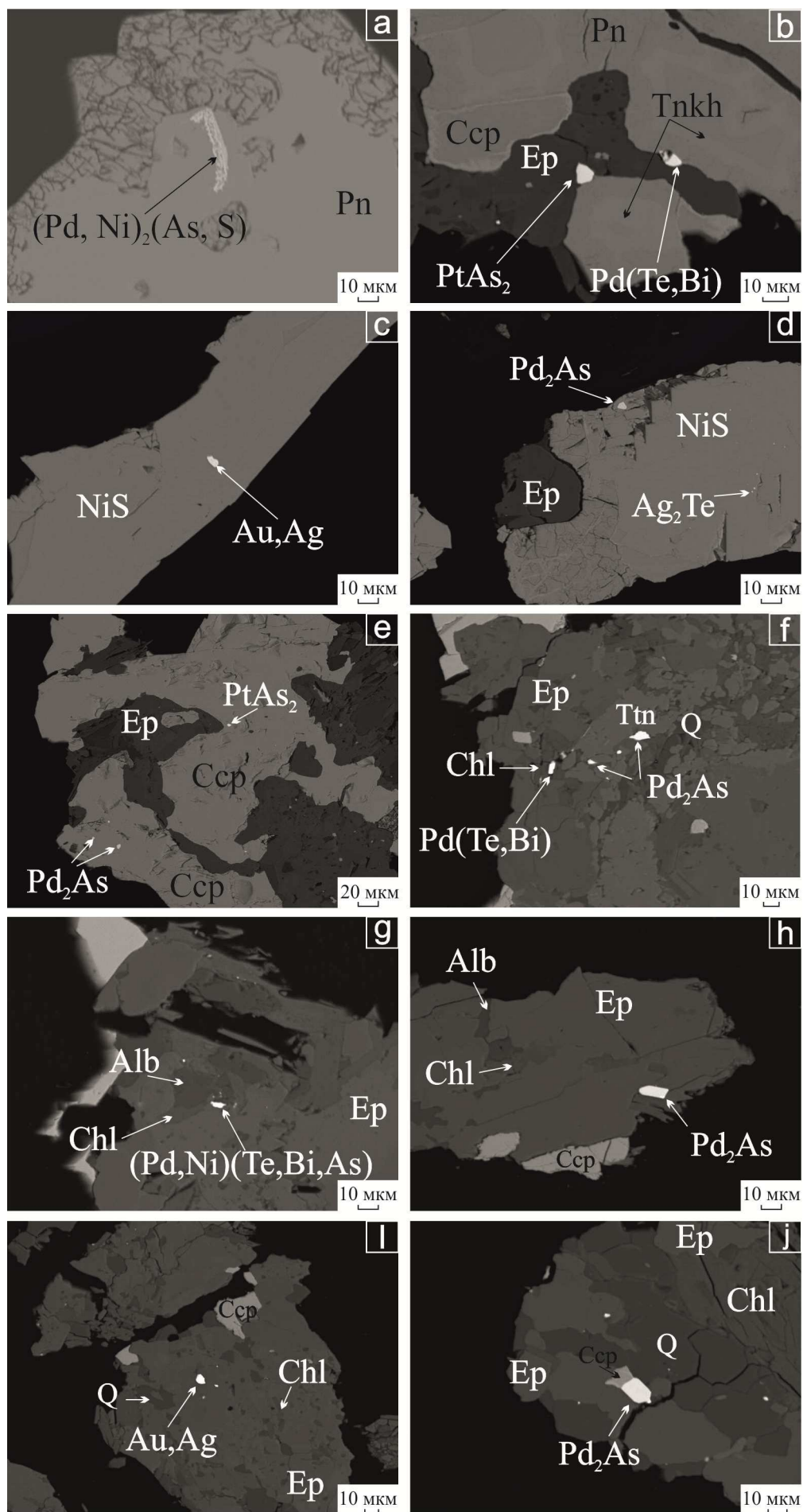


Рис. 51. Изображение в обратно-рассеянных электронах, показывающее взаимоотношения порообразующих, сульфидных и платинометалльных минералов в рудах массива Вуручайвенч. Сср - халькопирит, Ер – эпидот (клиноцоизит), Chl - хлорит, Q - кварц, Pn - пентландит, Alb - альбит, Ttn - титанит, Tnkh - талнахит.

Выводы. На участке Сопча оруденение приурочено непосредственно к расслоенной серии рудного пласта. Сульфидное оруденение представлено пластовым вкрапленным оруденением, с переходом в восточной части на линзовидные субпараллельные оруденелые тела. Выявлено два типа сульфидных вкрапленников: первая ассоциация представлена интеркумулусными вкрапленниками с ровными гранями, которая отнесена к сингенетическому типу; вторая – ксеноморфные зерна в окружении вторичных минералов, без четких граней и оконтуренные сульфидной «сыпью» - эпигенетический тип. Морфология сульфидных вкрапленников меняется в субширотном направлении – в западной части пласта преобладает сингенетический тип, в восточной – эпигенетический. Для западной части пласта характерно изменение минерального состава сульфидного оруденения от пентландитового в нижней части разреза, до преимущественно пирротинового в верхней. В целом для западной части свойственна пентландитовая ассоциация, в восточной – пирротиновая. Месторождение Cu-Ni руд пласта оценено как забалансовое (данные ФГБУ «ВСЕГЕИ»), максимальные содержания сульфидов, встреченные в обнажениях – до 10% (Нерадовский и др, 2002). Магнетит и хромит чаще встречаются в западной части и ассоциируют с сингенетическим типом сульфидного оруденения.

Исследования Рундквист Т.В. и Припачкина П.В. (2009) и Нерадовского Ю.Н. и др. (2002) указывают на разобщенность малосульфидного платинометалльного оруденения и собственно сульфидного Cu-Ni оруденения. Стоит отметить, что в Норильском рудном районе платинометалльное оруденение бывает связано с сульфидным, но также встречаются собственно сульфидные жилы.

Платинометалльное оруденение не ограничивается границами пласта и, иногда, встречается в пироксенитах вне пласта. Наиболее высокие концентрации наблюдаются в пироксенитах верхних частей пласта и в пегматитовых норитах на востоке; отмечена тенденция к увеличению содержания МПГ по мере снижения количества оливина. Несмотря на различие в содержании МПГ, западная часть пласта имеет устойчивое их содержание и большую мощность относительно восточной, в целом по пласту содержание МПГ – 0,75 г/т

(табл. 10), что согласуется и с данными других исследователей [Гроховская и др., 2003; Расслоенные..., 2004]. Металлы платиновой группы присутствуют как в виде собственных фаз, так и в виде изоморфных примесей в сульфидных минералах. Собственные минеральные фазы представлены сульфидами, теллуридами, висмутидами и интерметаллидами МПГ [Нерадовский и др., 2002; Шарков, 2006].

Таблица 10. Содержания рудных элементов в платинометальных объектах изучаемых массивов

Название	N	Pt, г/т	Pd, г/т	Ац, г/т	S, %	Ni, %	Cu, %	TiO ₂ , %	Cr, %
		Средн. (СКВО)	Средн. (СКВО)	Средн. (СКВО)	Средн. (СКВО)	Средн. (СКВО)	Средн. (СКВО)	Средн. (СКВО)	Средн. (СКВО)
Рудный пласт Сопчи	13	0,11 (0,11)	0,68 (0,70)	0,03 (0,03)	0,49 (0,79)	0,25 (0,28)	0,07 (0,07)	0,08 (0,05)	0,29 (0,09)
Морошковое. Вмещающие нориты	12	0,03 (0,03)	0,08 (0,13)	0,01 (0,01)	0,08 (0,12)	0,03 (0,04)	0,08 (0,12)	0,44 (0,28)	0,10 (0,07)
Морошковое. Метасоматиты тектон. зоны	2	0,17	0,88	0,09	0,77	0,42	0,77	0,39	0,07
Морошковое. Пегматитовые жилы норитов	11	0,12 (0,07)	0,87 (0,62)	0,04 (0,02)	0,18 (0,09)	0,26 (0,16)	0,18 (0,09)	0,96 (0,40)	0,02 (0,01)
Вуручайвенч. Рудные пропилиты	9	0,29 (0,26)	2,30 (1,51)	0,03 (0,04)	0,28 (0,26)	0,15 (0,17)	0,28 (0,26)	0,27 (0,12)	0,01 (0,002)
Вуручайвенч. Вмещающие габбронориты	4	0,004 (0,001)	0,002 (0,003)	0,001 (0,000)	0,004 (0,003)	0,003 (0,002)	0,004 (0,003)	0,225 (0,013)	0,008 (0,003)

В массиве Морошковое озеро оруденение приурочено к тектонической зоне в западной части участка и пегматитовым жильным норитам (табл. 10). Породы тектонической зоны содержат редкую сульфидную и сульфоарсенидную вкрапленностью (до 5 %). Среди сульфидных минералов этой зоны преобладает халькопирит, тогда как в жильных норитах халькопирит и пентландит содержатся в равных количествах. В жильных породах чаще обнаруживается титаномagnetит (табл. 10). Морфология сульфидных вкрапленников имеет сходство с таковой на участке Сопчи – выделяется два типа вкрапленников: сингенетический тип, который более распространен в пегматитовых жильных норитах и эпигенетический тип, распространенный в пропилитах тектонической зоны. Нередки минералы группы кобальтин-герсдорфит, характерные и для массивов Вуручайвенч и Южносопчинский, они часто образуют метакристаллы, в центре которых видны реликты сульфидов. В сростании с кобальтином часто встречаются платиновые минералы холингвортит и меренскит.

Среди МПМ в аншлифах и концентратах тяжелых минералов установлены висмутотеллуриды и арсениды палладия, брэггит, висоцкит, электрум, котульскит, меренскиит, холлингвортит и минералы ряда кобальтин – герсдорфит с примесью ЭПГ (по данным ГИ КНЦ РАН).

Размеры выделенных МПМ аналогичны размерам минералов в других рудопрооявлениях Мончегорского комплекса (от первых мкм. до 40-100 мкм.), часто встречаются микронные и субмикронные зерна. МПМ образуют мономинеральные выделения и сложные многофазные сростания, иногда с реакционными соотношениями минералов.

В массиве Вуручайвенч оруденение приурочено к рудному телу рифа V-1, сложенному измененными габброноритами и анортозитами [Иванченко, Давыдов, 2008] (рис. 38, 39), и в отличие от массивов НКТ и Сопча, характеризуется существенно меньшим развитием сульфидного оруденения (1-3%) (табл. 10). Вмещающие габбронориты обеднены МПГ и, практически, не содержат сульфидов. Содержание титана одинаково в массиве, но рудная зона характеризуется существенной дисперсией, по отношению к вмещающим породам. Сульфидные вкрапленники повсеместно представлены эпигенетическим типом. По комплексу минеральных фаз оруденение хорошо сопоставляется с оруденением массива Морошковое озеро. В них представлены практически все группы соединений, но общей особенностью является широкое развитие арсенидов и сульфоарсенидов [Гребнев и др. 2014], что отличает их от руд Мончеплутона и в частности пласта Сопчи.

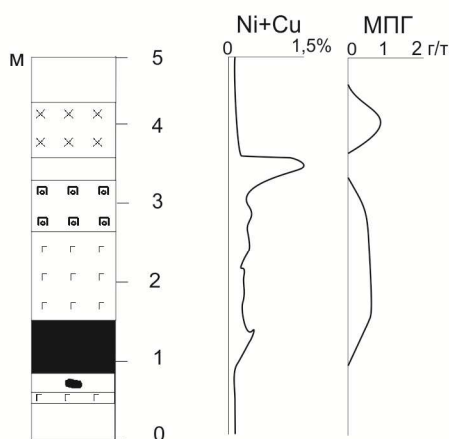
Глава 4. Петро-геохимические и изотопные особенности пород участков

Участок Сопча

Результаты петрохимических и геохимических анализов даны в таблице 1, дополнительно были использованы литературные данные, а также результаты исследований ГИ КНЦ РАН.

Для сравнения разрезов имеются данные содержаний по скважине 1402 в восточной части на глубине 118-124 м. [Нерадовский, 2002] и данные изучения разреза в обнажении в западной.

Запад



Восток

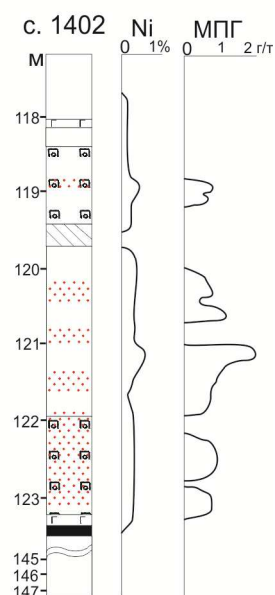


Рис. 52. Геологическая схема западной и восточной (по данным Расслоенные..., 2004) части разреза рудного пласта Сопчи по скв. 1402. восточной части и в разрезе обнажения западной. Условные обозначения на рис. 6

На рис. 52 даны разрезы рудного пласта Сопчи с содержаниями Ni+Cu и МПГ. Корреляция Ni, Cu и МПГ хорошо выявляется как в западной, так и в восточной части пласта. Однако на западе присутствует скачок содержания Ni+Cu и относительно него падение содержания МПГ (рис. 52). В этой точке был отобран образец с «псевдобрекчией» сульфидов, такая ситуация не согласуется с полученными данными (рис. 52, табл. 5, табл. 6). Следовательно, можно отметить сложную связь сульфидов и МПГ, особенно на магматической стадии, а также не всегда безусловную прямую корреляцию сульфидов и МПГ. На неравномерное распределение никелевых сульфидов также указывает коэффициент никель-железо ($100 \cdot \text{Ni} / (\text{Ni} + \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}})$), для западной части он равен 2.44, а для восточной – 1.

Отмечено повышенное содержание Ni в оливине [Расслоенные..., 2004], однако эта характеристика слабо влияет на распределение данного элемента в разрезе, а его содержание, в основном, определяется сульфидами.

Наличие пегматоидных пироксенитов и метасоматизированных даек габбро-долеритов [Расслоенные..., 2004, Нерадовский, 2002] в разрезе восточной части рудного пласта Сопчи указывает на влияние флюидных компонентов, для западной же части такие проявления нехарактерны и ограничены зональными метасоматическими преобразованиями.

В таблице 11 показаны содержания химических компонентов и элементов в наиболее распространённых породах западной и восточной части рудного пласта Сопчи. В западной части наибольшие содержания МПГ в образце (S-18) с сульфидной вкрапленностью до 5 %. Другой образец гарцбургита (S-39) содержит меньше МПГ, но все так же пропорционально содержанию сульфидов. Pd/Pt отношение для образцов из западной части - 4:1. Образец S-23 представляет собой серпентинизированный ортопироксенит, не содержит сульфидов, МПГ около 0,2 г/т, здесь также весьма значительные потери при прокаливании – 4%, следовательно, переотложение МПГ в постмагматических процессах было незначительным. Для восточной части в таблице 5 представлено пять образцов пироксенитов и один образец норита и по химическому составу представляют собой типичные породы основного ряда. В образцах S-07 и S-09 содержится рассеянная сульфидная вкрапленность, эти же образцы характеризуются наибольшими содержаниями МПГ (0,7-0,8 г/т). В таблице 11 представлены образцы рудных ортопироксенитов, в том числе пегматоидных (Соп 8) (данные Рундквист Т.В.). По составу они также относятся к основным породам нормального ряда.

Таблица 6 представляет собой матрицу парных коэффициентов корреляции для пород пласта. Выявляются сильные корреляционные связи между ЭПГ и сульфидными компонентами (Co, Ni, Cu, S) и, с другой стороны - породообразующими (Al_2O_3 , TiO_2) и рассеянными ($\Sigma PЗЭ$).

Распределение РЗЭ в породах (рис. 53) указывает на максимальное содержание в пироксенитах восточной части, однако весьма нетипично положение графика норита – он находится ниже пироксенитов, хотя обычно основные породы содержат больше РЗЭ, чем ультраосновные. Для западной части минимальными содержаниями характеризуются гарцбургиты с отрицательной европиевой аномалией, обусловленной фракционированием плагиоклаза, график пироксенита находится на уровне норита восточной части и в целом, согласуется с типичными графиками для этих пород [Расслоенные..., 2004]. В целом восточная часть обогащена РЗЭ по сравнению с западной, что соответствует субширотному направлению расслоенности пород.

Таблица 11. Содержание различных элементов в породах рудного пласта Сопчи

Компоненты и хим. элементы	Восточная часть рудного пласта Сопчи						Западная часть			Другие образования
	Пиро- ксенит	Пиро- ксенит	Пиро- ксенит	Норит	Пиро- ксенит	Пиро- ксенит	Гарцбургит	Гарцбургит	Пиро- ксенит	Габбро- долерит
	S-07	S-11	S-09	S-01	S-05	S-06	S-18	S-39	S-23	S-43
SiO ₂ %	49,5	53,6	50,3	52,2	53,1	53,9	43,4	42,3	51	53,6
Al ₂ O ₃ %	2,96	2,91	2,52	6,64	3,14	3,25	1,21	0,85	2,09	14
TiO ₂ %	0,11	0,14	0,13	0,082	0,11	0,15	0,055	0,037	0,1	0,79
Fe ₂ O ₃ общ %	10,5	10,1	11	9	9,92	9,76	18,3	14,9	9,72	10,6
MnO %	0,3	0,19	0,2	0,18	0,2	0,2	0,19	0,21	0,15	0,16
MgO %	26,5	29,8	30,7	25,8	28,5	29	33,6	39,6	30,2	7,18
CaO %	3,34	2,41	1,99	4,43	2,62	2,85	1,28	0,88	1,96	9,41
Na ₂ O %	0,27	0,12	0,05	0,29	0,14	0,15	0,05	0,05	0,05	3,07
K ₂ O %	0,061	0,029	0,017	0,021	0,056	0,045	0,05	0,05	0,014	0,73
P ₂ O ₅ %	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,098
П.п.п. %	5,44	0,2	2,6	0,67	1,52	0,18	1,04	0,72	4,04	0,05
Сумма%	99	99,5	99,6	99,3	99,3	99,5	99	99,5	99,3	99,7
V %	0,01	0,012	0,0099	0,011	0,012	0,012	0,0088	0,0073	0,0098	0,022
Cr %	0,28	0,38	0,3	0,3	0,34	0,36	0,4	0,4	0,41	0,022
Ba %	0,015	0,016	0,017	0,0096	0,011	0,016	0,019	0,017	0,014	0,026
Fe ₂ O ₃ %	3,48	2,63	4,01	3,77	3,61	2,73	9,92	4,24	5,22	2,02
FeO %	6,33	6,74	6,33	4,71	5,68	6,33	7,55	9,58	4,06	7,71
S %	0,47	0,12	0,4	0,02	0,037	0,021	1,31	0,13	0,016	0,056
Co ppm	86,5	86,5	119	75,6	83,8	82,7	284	170	86,2	47,7
Ni ppm	1810	889	1790	411	514	596	9150	2590	840	140
Cu ppm	754	153	421	45,8	111	42,9	1490	494	145	84,1
Zn ppm	88	53,4	56,6	51,4	62	58,7	56,9	65,4	47,1	79,4
Pd ppm	0,68	0,34	0,53	0,0037	0,14	0,065	2,24	0,53	0,13	0,024
Pt ppm	0,13	0,076	0,1	0,0078	0,048	0,023	0,43	0,15	0,035	0,017
Rh ppm	0,029	0,021	0,033	0,0021	0,01	0,0078	0,17	0,047	0,01	0,0045
Au ppm	0,048	0,014	0,017	0,0023	0,0073	0,0032	0,076	0,023	0,016	0,001
PGE	0,839	0,437	0,663	0,0136	0,198	0,0958	2,84	0,727	0,175	0,0455

Таблица 11 продолжение. Содержание различных элементов в породах рудного пласта

Сопчи. По данным Рундквист Т.В. (ГИ КНЦ РАН)

Кол-во проб	5		9		8	
Порода	Дунит		Гарцбургит-олив. пироксенит		Перидотит	
Компонент и х.э.	Среднее	Станд. Откл.	Среднее	Станд. Откл.	Среднее	Станд. Откл.
SiO ₂ %	39,04	0,74	42,23	1,54	51,74	1,51
TiO ₂ %	0,03	0,00	0,04	0,01	0,09	0,02
Al ₂ O ₃ %	0,72	0,33	1,08	0,08	2,13	0,46
Fe ₂ O ₃ общ %	11,63	3,89	14,59	0,43	11,65	0,84
MnO %	0,16	0,03	0,19	0,00	0,19	0,01
MgO %	45,71	2,00	38,65	0,55	31,17	2,46
CaO %	0,43	0,28	0,81	0,10	1,81	0,18
Na ₂ O %	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	0,06	0,02
K ₂ O %	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.
P ₂ O ₅ %	0,08	0,01	0,10	0,02	0,08	0,04
Ni, ppm	2972,46	110,99	3594,50	906,97	1724,73	1673,39
Co, ppm	190,54	8,48	174,20	12,66	97,64	35,48
Cu, ppm	312,63	85,12	837,68	488,60	540,90	816,07
Сумма %	98,10		99,37		99,45	

Таблица 11 продолжение. Содержание различных компонентов для пород восточной части пласта. По данным Рундквист Т.В. (ГИ КНЦ РАН)

№	1	2	3	4
Компонент	Пегматоидные пироксениты			
и х.э.	Соп 5	Соп 6	Соп 7	Соп 8
SiO ₂ , %	49,8	48,9	53,45	48,08
TiO ₂ , %	<0,01	<0,01	0,05	0,05
Al ₂ O ₃ , %	2,47	1,98	2,52	3,79
Cr ₂ O ₃ , %	0,51	0,45	0,51	0,47
V ₂ O ₅ , %	<0,025	0,029	<0,025	<0,025
Fe ₂ O ₃ , %	4,83	4,99	1,1	1,55
FeO, %	7,99	7,65	8,08	11,08
MnO, %	0,18	0,19	0,18	0,22
MgO, %	28,07	29,25	29,02	21,54
CaO, %	1,85	1,8	1,92	3,04
Na ₂ O, %	0,12	0,047	0,08	0,31
K ₂ O, %	0,025	<0,01	0,018	0,042
П.п.п	1,5	2,01	1,44	5,01
Cu, %	0,11	0,15	0,034	0,22
Ni, %	0,12	0,39	0,17	0,74
Co, %	<0,01	0,02	<0,01	0,04
S _{общ} , %	0,19	0,66	0,19	2,82
Сумма	100,06	100,04	99,74	99,91
Pt, ppm	0,06	0,11	0,032	0,24
Pd, ppm	0,67	1,17	0,3	2,07
Rh, ppm	0,022	0,038	0,014	0,083
Au, ppm	0,036	0,054	0,027	0,097
PGE, ppm	0,75	1,32	0,35	2,39

Таблица 12. Матрица парных коэффициентов корреляции для компонентов пород рудного пласта Сопчи

	Pd	Pt	Rh	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Co	Ni	Cu	S	ΣP3Э
Pd	1,00										
Pt	0,99	1,00									
Rh	0,99	0,99	1,00								
Fe ₂ O ₃	0,90	0,94	0,94	1,00							
Al ₂ O ₃	-0,52	-0,58	-0,54	-0,67	1,00						
TiO ₂	-0,48	-0,55	-0,54	-0,70	0,29	1,00					
Co	0,93	0,96	0,97	0,98	-0,60	-0,66	1,00				
Ni	0,99	0,99	1,00	0,93	-0,52	-0,56	0,97	1,00			
Cu	0,97	0,97	0,94	0,87	-0,53	-0,52	0,88	0,94	1,00		
S	0,98	0,95	0,95	0,81	-0,42	-0,38	0,86	0,95	0,97	1,00	
ΣP3Э	-0,50	-0,56	-0,54	-0,66	0,32	0,97	-0,62	-0,56	-0,54	-0,40	1,00

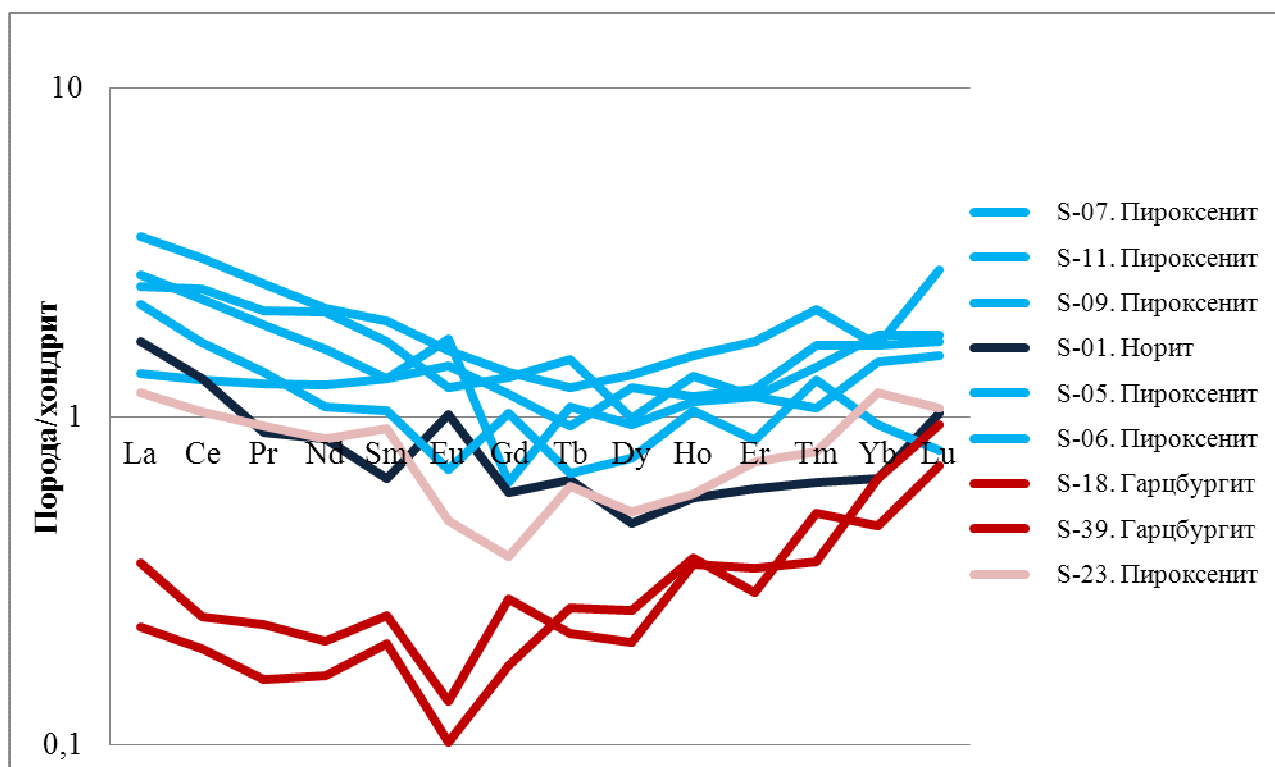


Рис. 53. Распределение РЗЭ в различных породах Мончеплутон. Нормализация на хондрит C1 по [McDonough et al., 1995].

Участок Морошковое озеро

Высокая степень изменения пород участка не позволяет использовать стандартные классификационные диаграммы для изучения пород, поэтому ниже дается сводная их петрохимическая характеристика. Результаты анализов на содержания петрогенных элементов и примесей приведены в табл. 13, 14. Полученные данные были сравнены с классическими габбро, норитами и габброноритами [Магматические..., 1983]. Также были сравнены между собой два типа рудной минерализации: в тектонической зоне и в пегматоидных жильных телах.

В целом, по содержанию SiO_2 , изучаемые породы участка отвечают группе основных горных пород, хотя отмечаются повышенные его содержания в пегматоидных жильных норитах.

По соотношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ породы относятся к натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$). По степени глиноземистости (по коэффициенту глиноземистости $al' = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$, породы относятся к умеренно-глиноземистому ряду ($al' = 0,75 - 1$), что отвечает мезократовой составляющей по коэффициенту фемичности.

В сравнении с классическим норитом, жильные измененные нориты участка Морошковое озеро содержат повышенные содержания TiO_2 : 1,2% в сравнении со стандартными 0,2 – 0,8%. Это указывает на титаномагнетитовую минерализацию, отмеченную выше. Вместе с тем, метасоматиты тектонической зоны содержат повышенные значения Fe_2O_3 в сравнении с норитами и достаточно низкими содержаниями FeO .

Содержание фосфора в жильных породах в среднем на порядок выше по сравнению с норитами и тектонически переработанными породами.

Тектонически переработанные породы более обогащены F, CO_2 и S по сравнению с пегматоидными, но обеднены Cl. Причем содержания S в тектонической зоне на два порядка выше по сравнению с породами Мончеплутона, по В. Докучаевой (1975).

Содержания Co и Ni в породах тектонической зоны повышены по сравнению с породами Мончеплутона и с жильными норитами, в то время как значения содержаний Cu сильно не отличаются.

В общем, метасоматиты тектонической зоны отличаются от жильных пород пониженными содержаниями SiO_2 , V, Ti, FeO , Cl, P и повышенными содержаниями Fe_2O_3 , Mg, Cu, Ni, F, CO_2 и S.

Содержания ЭПГ, Au и Ag в породах тектонической зоны значительно выше, чем в жильных породах и вполне сопоставимы с породами Мончеплутона.

Таблица 13. Содержание различных компонентов в различных породах участка Морошковое озеро

Комп., масс. %	Нориты измененные					Нориты слабоизмененные		Жильные нориты и метасоматиты			
№ обр.	Я-1	Я-13	Я-10	Я-37	Я-2	Я-12	Я-26	АЮ-7	АЮ-8	Я-6	Я-21
SiO ₂	46.99	51,83	51,16	52,17	50,95	50,62	51,58	56.64	54.60	56,42	52,42
TiO ₂	2.14	0,31	0,24	0,26	0,73	0,28	0,26	1.39	1.04	1,26	0,99
Al ₂ O ₃	8.45	7,14	7,56	8,43	20,62	6,83	8,46	12.52	14.89	13,21	12,48
Cr ₂ O ₃	0.10	0,15	0,4	0,26	0,028	0,17	0,27	0.026	0.013	0,030	0,1
V ₂ O ₅	0.048	0,046	0,012	0,016	0,027	0,016	0,016	0.043	0.048	0,055	0,046
Fe ₂ O ₃	3.19	2,32	1,53	1,54	2,92	2,32	1,32	2.52	2.21	2,13	4,31
FeO	10.44	9,29	5,77	7,28	5,05	8,18	8	7.15	5.9	6,37	8,94
MnO	0.14	0,15	0,15	0,16	0,12	0,2	0,17	0.12	0.12	0,13	0,19
MgO	13.95	16,87	22,32	18,6	3,1	20,61	19,08	4.93	5.43	5,05	8,19
CaO	8.05	5,20	4,65	6,51	11,25	6,00	6,42	8.36	11.00	8,10	7,04
Na ₂ O	1.66	0,78	0,63	1,07	2,68	0,68	1,08	2.69	1.87	3,23	2,1
K ₂ O	0.70	0,12	0,26	0,26	0,52	0,11	0,32	0.28	0.36	0,35	0,17
H ₂ O ⁻	0.25	0,36	0,25	0,24	0,12	0,24	0,23	0.24	0.14	0,26	0,12
п.п.п.+H ₂ O ⁺	3.14	3,84	4,38	2,36	1,44	3,14	2,27	1.87	1.82	2,07	1,85
P ₂ O ₅	0.17	≤0,01	0,02	0,03	0,06	0,03	0,03	0.17	0.10	0,16	0,1
F	н.о.	н.о.	0,006	0,007	0,008	0,004	0,007	н.о.	н.о.	н.о.	0,011
Cl	н.о.	н.о.	0,039	0,007	0,13	0,044	<0,004	н.о.	н.о.	н.о.	0,007
CO ₂	0.18	0.79	<0,01	0,025	0,01	0,01	0,018	0.73	0.19	0.82	0,078
Собщ.	0.18	0.12	0,054	0,068	<0,01	0,057	0,058	0.08	0.06	0.07	0,12
Cu	0.022	0.14	<0,01	<0,01	<0,01	0,011	0,011	0.039	0.016	0.060	<0,01
Ni	0.082	0.15	0,28	0,18	0,17	0,2	0,13	0.012	0.011	0.011	0,17
Co	0.011	0.010	0,03	0,05	0,04	0,05	0,02	0.011	0.010	0.010	0,17
Сумма	99.89	99,62	99,74	99,52	99,97	99,8	99,75	99.82	99.83	99.80	99,6
Pt	<0,02	0.036	н.о.	0,15	н.о.	н.о.	0,054	<0,02	<0,02	<0,02	0,28
Pd	0.007	0.26	н.о.	0,04	н.о.	н.о.	0,008	<0,004	<0,004	<0,004	0,052
Rh	н.о.	<0,004	н.о.	0,01	н.о.	н.о.	0,004	н.о.	н.о.	н.о.	0,066
Au	0.006	0.020	н.о.	0,001	н.о.	н.о.	0,001	0.004	0.004	0.028	0,001

Таблица 13 продолжение. Содержание главных компонентов и рудных элементов в породах участка Морошковое озеро

Порода	Нориты		Жильные нориты		Габбронориты		Ортопироксениты		Диорит
Кол-во проб	5		10		5				
Значение	Среднее	Станд. откл.	Среднее	Станд. откл.	Среднее	Станд. откл.			
SiO2	51,26	1,10	51,05	3,82	50,67	0,85	52,29	50,75	46,99
TiO2	0,22	0,05	0,96	0,40	0,61	0,31	0,16	0,37	2,14
Al2O3	6,22	1,37	7,45	4,43	18,70	1,49	4,06	4,01	8,45
Cr2O3	0,16	0,03	0,07	0,03	0,01	0,00	0,25	0,15	0,10
V2O5	0,04	0,01	0,06	0,02	0,07	0,04	0,04	0,09	0,05
Fe2O3	2,97	2,16	3,80	1,87	2,44	0,51	2,20	1,87	3,19
FeO	8,51	2,08	13,71	5,29	6,33	2,10	4,23	4,92	10,44
MnO	0,15	0,04	0,26	0,11	0,12	0,04	0,12	0,16	0,14
MgO	19,27	2,47	11,62	4,77	4,51	0,45	24,11	22,01	13,95
CaO	5,11	1,16	5,93	2,54	11,55	1,24	5,79	9,68	8,05
Na2O	0,50	0,24	1,25	1,04	2,55	0,33	0,05	0,06	1,66
K2O	0,08	0,05	0,16	0,12	0,31	0,15	0,01	0,01	0,70
H2O-	0,32	0,07	0,18	0,05	0,14	0,05	0,36	0,32	0,25
П.п.п.	4,34	0,95	1,98	0,45	1,54	0,55	6,04	5,32	3,14
P2O5	<0,01		0,061	0,060	0,023	0,005	<0,01	<0,01	0,170
Cu	0,062	0,045	0,260	0,165	0,019	0,010	0,010	0,010	0,022
Ni	0,117	0,038	0,092	0,059	0,013	0,002	0,130	0,120	0,082
Co	0,011	0,001	0,014	0,005	0,011	0,002	0,041	0,014	0,011
Собщ,	0,077	0,031	0,180	0,091	0,047	0,020	0,010	0,040	0,180
Сумма	99,70		99,80		99,76		99,86	99,89	99,89
Pt ppm	0,026	0,006	0,125	0,076	0,020		0,020	0,020	0,020
Pd ppm	0,151	0,087	0,913	0,638	0,004		0,055	0,038	0,007
Rh ppm	0,004	0,001	0,005	0,002	0,004		0,004	н.о.	н.о.
Au ppm	0,020	0,009	0,043	0,024	0,006	0,003	0,010	0,004	0,006

Таблица 14. Содержание главных компонентов и рудных элементов в измененных породах тектонической зоны

Комп., масс. %	Метасоматиты тектонической зоны							
№ обр.	1	2	3	4	5	6	7	8
	Я-38	Я-39	1084	1085	1087	1089	1090	1091
SiO ₂	50,01	52,07	49.79	46.86	50.89	50.6	51.93	50.26
TiO ₂	0,39	0,48	0.58	0.53	0.5	0.53	0.6	0.73
Al ₂ O ₃	14,83	15,41	19.41	18.6	17.39	15.85	11.69	10.94
Cr ₂ O ₃	0,029	0,046	0.046	0.021	0.042	0.052	0.097	0.11
V ₂ O ₅	0,037	0,048	0.025	<0,025	0.029	0.029	0.03	0.044
Fe ₂ O ₃	6,31	3,15	3.58	4.18	3.77	3.66	3.62	3.94
FeO	3,94	5,25	4.18	4.96	4.23	5.75	6.75	7.44
MnO	0,10	0,13	0.09	0.1	0.12	0.16	0.16	0.18
MgO	5,93	6,70	3.88	4.73	6.21	7.59	8.63	9.58
CaO	10,88	10,55	9.86	7.06	11.09	9.98	10.66	10.97
Na ₂ O	1,64	2,25	2.68	3.88	1.95	1.86	1.31	0.89
K ₂ O	0,20	0,26	0.57	0.39	0.34	0.42	0.28	0.28
H ₂ O-	0,16	0,24	0.11	0.12	0.08	0.06	0.01	0.06
п.п.п.+ H ₂ O ⁺	2,58	2,74	2.58	3.71	2.62	2.96	2.59	2.61
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0.1	0.08	0.07	0.09	0.08	0.08
F	н.о.	н.о.	0.028	0.031	0.01	0.021	0.025	0.029
Cl	н.о.	н.о.	0.015	0.007	0.011	0.007	0.013	0.006
CO ₂	<0,10	0.11	0.97	1.93	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Собщ.	1.51	0.04	0.97	1.35	0.34	0.08	0.69	0.91
Cu	0.83	0.010	0.79	1.04	0.3	0.11	0.42	0.67
Ni	0.26	0.019	0.2	0.21	0.033	0.052	0.082	0.14
Co	0.012	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Сумма	99,68	99,53	99.85	99.8	100.03	99.87	99.61	99.88
Pt	0.30	<0,02	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Pd	1.60	<0,004	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Rh	0.023	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Au	0.17	0.004	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.

Примечание: н.о. – химический элемент не обнаружен, <0,0п - содержание элемента ниже предела обнаружения; 3-8 данные ГИ КНЦ РАН

Участок Вуручуайвенч

Петрохимические особенности пород массива Вуручуайвенч в настоящее время достаточно подробно изучены. Согласно петрографическому кодексу [Петрографический..., 2009], породы интрузива Вуручуайвенч принадлежат к основным породам нормальнощелочного подотряда. В таблице 15 представлены данные химических анализов пород массива Вуручуайвенч. Между габброноритами и пропилитами отмечается разница в содержании Al_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O . Содержание кремнезема в породах 46,6-51,8%, при этом наименьшие его содержания характерны для пропилитов из рудной зоны. По содержанию Al_2O_3 габбронориты находятся на границе с их лейкократовыми разностями, однако учитывая предыдущие исследования, основную массу здесь представляют именно мезократовые габбронориты. Общее содержание железа в габброноритах около 5%, а отношение $Fe^{2+}/Fe^{3+} = 7 \div 1$, когда как в пропилитах соотношение примерно $1 \div 1$, (при содержании $Fe_2O_{3\text{общ}}$ от 3 до 7%), что, скорее всего, объясняется развитием гематита. Рудные и безрудные пропилиты отличаются по содержанию меди, никеля и серы, а также по содержанию МПГ. Максимальное содержание МПГ – 4,6 г/т, из них 3,95 г/т это Pd.

Таблица 15. Результаты химических анализов пород массива Вуручайвенч.

Компонент	Габбронориты		Пропилиты					Габбро-долерит
	V1101	V1105	V1103	V1104	V1111	V1112	V1113	V1106
			Безрудные		Рудные		Безрудные	
SiO ₂	51,5	50,6	51,3	51,8	46,6	48,4	49,6	49,9
Al ₂ O ₃	20,3	19,3	25,5	23,8	24,1	24,3	26,3	14,9
TiO ₂	0,24	0,22	0,21	0,23	0,2	0,35	0,35	1,29
ΣFe	5,28	6,2	2,95	3,11	6,66	4,91	2,78	13,3
MnO	0,095	0,11	0,046	0,062	0,076	0,066	0,059	0,19
MgO	6,53	8,94	2,57	3,69	4,53	3,62	0,81	6,13
CaO	11,5	9,68	10,2	11,7	12,5	12,4	14,9	9,61
Na ₂ O	2,4	1,83	4,84	3,48	2,26	3,05	3,61	2,66
K ₂ O	0,22	0,19	0,53	0,83	0,088	0,16	0,25	0,61
P ₂ O ₅	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,1
П.п.п.	1,85	2,71	1,82	1,37	2,86	2,61	1,39	0,97
Сумма	100	99,8	100	100	99,8	99,9	100	99,7
V	0,0084	0,0083	0,0056	0,0069	0,01	0,0095	0,0064	0,032
Cr	0,0088	0,011	0,004	0,0088	0,0061	0,0063	0,009	0,023
Ba	0,011	0,014	0,016	0,031	0,0025	0,0083	0,0091	0,023
Fe ₂ O ₃	0,95	0,34	1,15	1,31	2,87	2,03	2,05	1,41
FeO	3,9	5,28	1,62	1,62	3,41	2,6	0,65	10,7
S	0,0093	0,0025	0,0025	0,0025	0,38	0,17	0,0025	0,041
Co	31,1	42,5	13,2	14,3	65,8	31,1	5,64	45,7
Ni	101	144	38,9	51,3	1660	471	59,4	78,1
Cu	26,8	13,1	14	16,6	1300	676	57,5	52,2
Zn	44,7	44,5	21	22,6	34,9	33,7	12,8	96,9
Pd	0,001	0,001	0,001	0,0064	3,95	1,86	0,032	0,016
Pt	0,0046	0,0049	0,0052	0,0028	0,59	0,27	0,045	0,011
Rh	0,0031	0,0034	0,001	0,0021	0,1	0,044	0,001	0,0023
Au	0,001	0,001	0,001	0,001	0,099	0,0031	0,001	0,001
ΣPGE	0,0087	0,0093	0,0072	0,0113	4,64	2,174	0,078	0,0293

Примечание: Данные по породообразующим элементам и главным оксидам даны в %, а по малым элементам в г/т

Таблица 15 продолжение. Результаты химических анализов пород массива Вуручуайвенч. Данные ГИ КНЦ РАН

	Габбронориты		Габбро анортозит	Анортозит
Кол-во проб	48			
	Среднее	Станд. Откл.		
SiO ₂	51,13	2,44	49,23	50,23
TiO ₂	0,25	0,11	0,21	0,04
Al ₂ O ₃	16,39	3,24	24,64	27,97
Fe ₂ O ₃	1,44	0,62	1,92	0,81
FeO	5,21	1,72	1,87	0,18
MnO	0,12	0,04	0,07	0,03
MgO	10,54	3,22	2,73	0,33
CaO	9,57	1,70	12,19	11,49
Na ₂ O	2,10	0,71	3,17	3,2
K ₂ O	0,37	0,28	0,5	2,43
H ₂ O-	0,42	1,71	0,16	1,74
H ₂ O+	2,34	1,46	2,3	1,62
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,02	0,01
S	0,03	0,11	0,03	0
Cr ₂ O ₃	0,10	0,07	н.о.	н.о.
NiO	0,04	0,02	н.о.	н.о.
Сумма	99,91		99,25	100,17

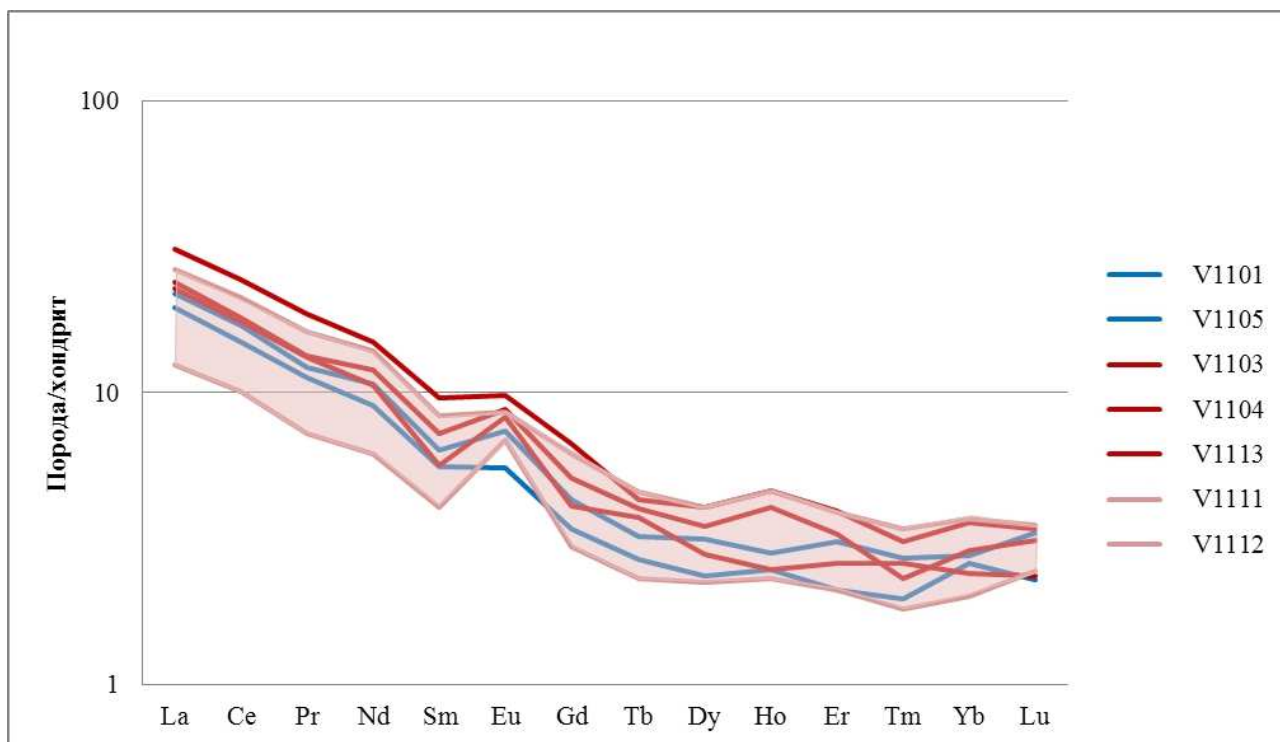


Рис. 54. Распределение РЗЭ в породах интрузива Вуручуайвенч. Нормализация к хондриту C1 по [McDonough et al. 1995]. Синим отмечены габбронориты, красным – пропилиты из нерудной зоны, розовым - пропилиты из рудной зоны

Общий характер поведения кривых для разных пород практически не отличается. Четко прослеживается высокая дисперсия значений (рис. 54 розовая зона) в пропилитах из рудной зоны. Среднее содержание суммы РЗЭ в габброноритах – 24 г/т, пропилиты же содержат 28-30 г/т. Содержание РЗЭ в амфиболовом метасоматите – 65 г/т и соответствует габбро-долеритам дайкового комплекса Мончеплутона [Расслоенные..., 2004].

Положительная европиевая аномалия прослеживается как в измененных, так и свежих породах массива. Для рудных пропилитов отмечается наибольшее значение европиевой аномалии $Eu/Eu^* = 1,98$, в безрудных пропилитах ($Eu/Eu^* = 1,44$) и габброноритах ($Eu/Eu^* = 1,23$) это значение меньше. Главной причиной европиевой аномалии считается фракционирование плагиоклаза, в котором концентрируется европий [Балашов, 1976]. Однако ни габбронориты (рис. 52), ни даже анортозиты ($Eu/Eu^* = 1,4-1,5$) [Расслоенные..., 2004] не обладают такой высокой аномалией, характерной для пропилитов. Накопление европия может также происходить при повышении окислительного потенциала в постмагматических процессах [Балашов, 1976; Крупенин, 1999], что, скорее всего, и является причиной высокого содержания

европия в пропилитах. Также это обстоятельство могло способствовать накоплению МПГ [Кубракова и др. 2011].

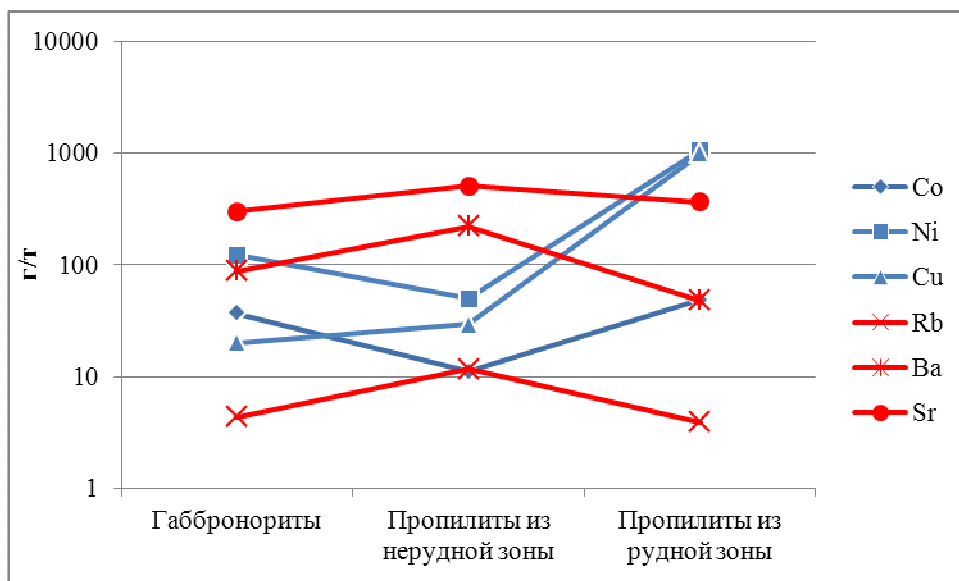


Рис. 55. Содержание халькофильных и крупноионных элементов в породах интрузива Вуручайвенч.

Породы массива также различаются по содержанию некоторых халькофильных и крупноионных (LILE) (рис. 55). Пропилиты из рудной зоны существенно обогащены Cu и Ni (≈ 1000 г/т) и обеднены Rb, Ba и Sr. Отмечается обеднение халькофильными элементами пропилитов из нерудной зоны, даже по сравнению с габброноритами. Также для пропилитов из нерудной зоны выявлено обогащение крупноионными элементами. Следовательно, в пропилитах из рудной зоны концентрировались халькофильные элементы и выносились крупноионные и, наоборот, для пропилитов из нерудной зоны – характерно накопление крупноионных и вынос халькофильных элементов.

Изотопно-геохимические исследования пород

Возраст Мончеплутона, установленный по цирконам и бадделеитам – 2500 млн. лет [Баянова, 2004]. Однако возраст массивов периферической зоны Мончеплутона (Массив южного обрамления Мончеплутона, Южносопчинский, Морошковое озеро и Вуручайвенч) остается вопросом дискуссий, также дискуссионной остается проблема возраста метасоматоза в массивах. Одни исследователи утверждают, что метасоматоз произошел значительно позднее магматического становления Мончеплутона – 2000 млн. лет назад [Шарков, 2006, Sharkov, 2012], другие утверждают, что метасоматоз близок по времени с магматической кристаллизацией [Кнауф и др. 2010]. Предпринята попытка установления возраста метасоматических пород массива Вуручайвенч, для этого были выбраны Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы [Глебовицкий и др., 2012; Шарков и др., 2006]. Для анализа был взят пропилит из рудной зоны – V1111.

Данные по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным системам даны в таблице 16 и на рисунке 56

Таблица 16. Данные Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем

Образец	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
V1111 Wr	0.669	3.155	0.1281	0.511495±9	2.718	386.0	0.0203	0.70422 5±10
V1111 Wr-1				0.512743±3	6.643	356.7	0.0538	0.70547 0±12
V1111 Wr-3				0.512753±2	0.588	506.8	0.00335	0.70368 1±15
V-01 Wr-2					7.725	375.4	0.0595	0.70583 6±8
V-01 Wr-6					1.888	483.8	0.0113	0.70390 5±7
V-01 Wr					5.174	423.4	0.0353	0.70489 4±8

Примечание: Wr – валовая проба, Wr-1 – фракция альбит-эпидот-кварцевая, Wr-3 – фракция альбит-эпидот-кварцевая с чешуйками хлорита (30%), Wr-2 – эпидот-альбит-кварцевая с хлоритом, Wr-6 - эпидот-альбит-кварцевая с хлоритом. Анализ проведен в центре изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ».

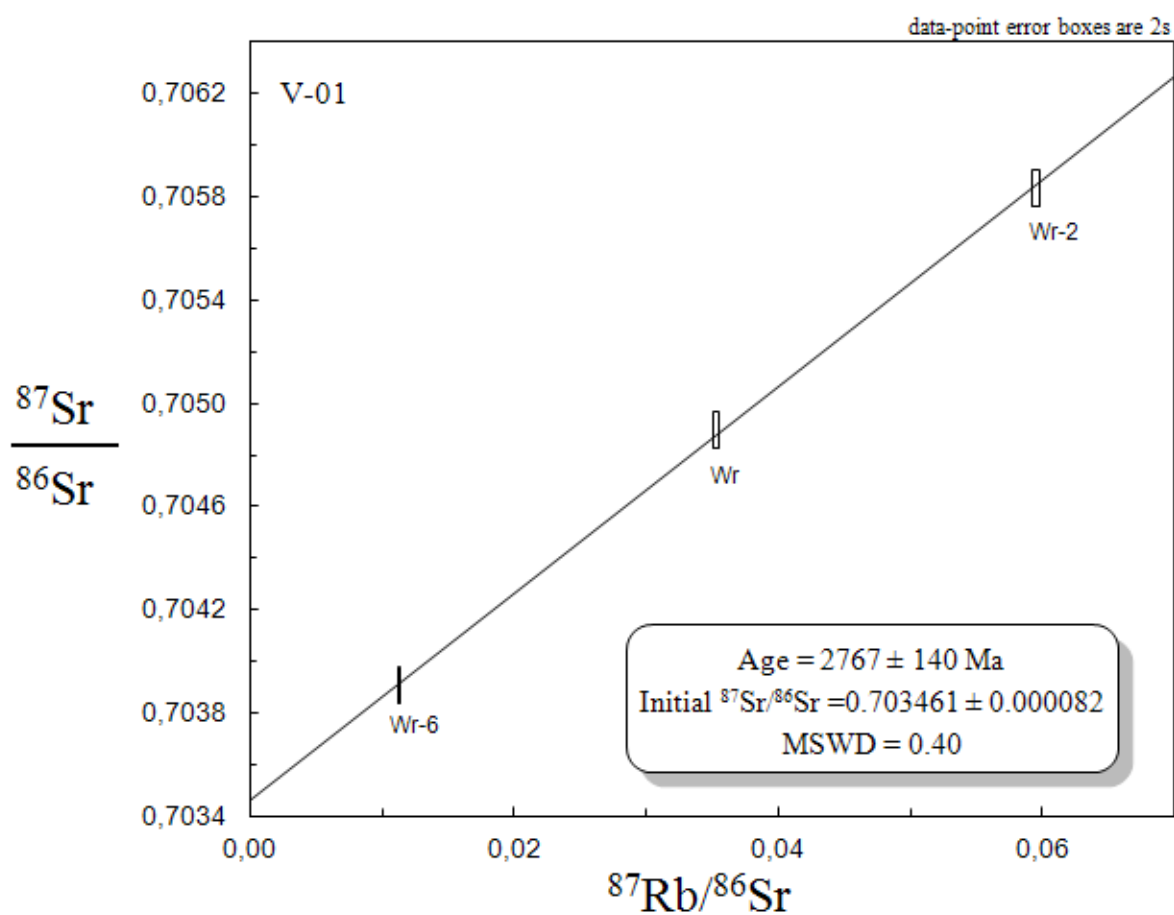
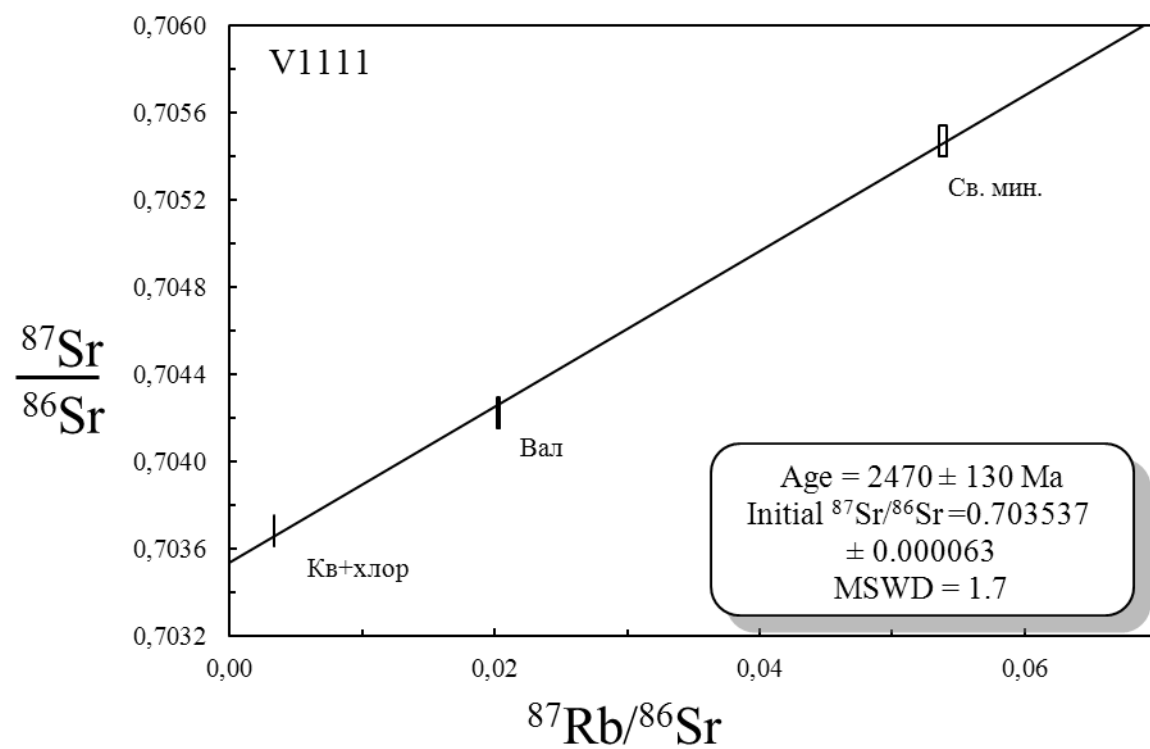


Рис. 56. Изотопные Rb-Sr изохроны для образцов пропитов массива Вуручайвенч.

Получено две изотопные Rb-Sr изохроны по пропилитам из рудной зоны (точка V1111 рис. 39) массива Вуручуайвенч. Несмотря на то, что в обеих изохронах валовая и две минеральные точки ложатся на единую прямую линию (рис. 56) с небольшой величиной MSWD, возрастная ошибка относительно велика из-за малого диапазона вариации отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Тем не менее, полученные данные могут свидетельствовать: 1) возраст метасоматитов периферической зоны Мончеплутона, в частности массива Вуручуайвенч, близок к возрасту магматических образований Мончегорского плутона, что дает основание относить эти образования к его расслоенной серии; 2) возраст оруденения также согласуется по времени с магматической кристаллизацией пород Мончеплутона. Также эти данные не противоречат модели формирования верхней части массива Вуручуайвенч из насыщенного водным флюидом остаточного расплава [Кнауф и др. 2010]. Значение I_{Sr} ($I_{\text{Sr}} = 0.703537$) близко к результатам, полученным для пород расслоенной серии Мончеплутона ($I_{\text{Sr}} \approx 0.704$), и, как и параметры Re/Os изотопной системы [Расслоенные..., 2004; Смолькин, Тессалина, 2007] отвечают мантийному параметру. Эти данные вместе с изотопным составом серы руд Мончеплутона ($\delta^{34}\text{S} = 1,4\text{‰}$) [Гроховская, Тевелев, Носик, 2009], говорят о генетическом единстве всех изучаемых массивов, а также о незначительном участии коровой компоненты в формировании пород и руд массива Вуручуайвенч.

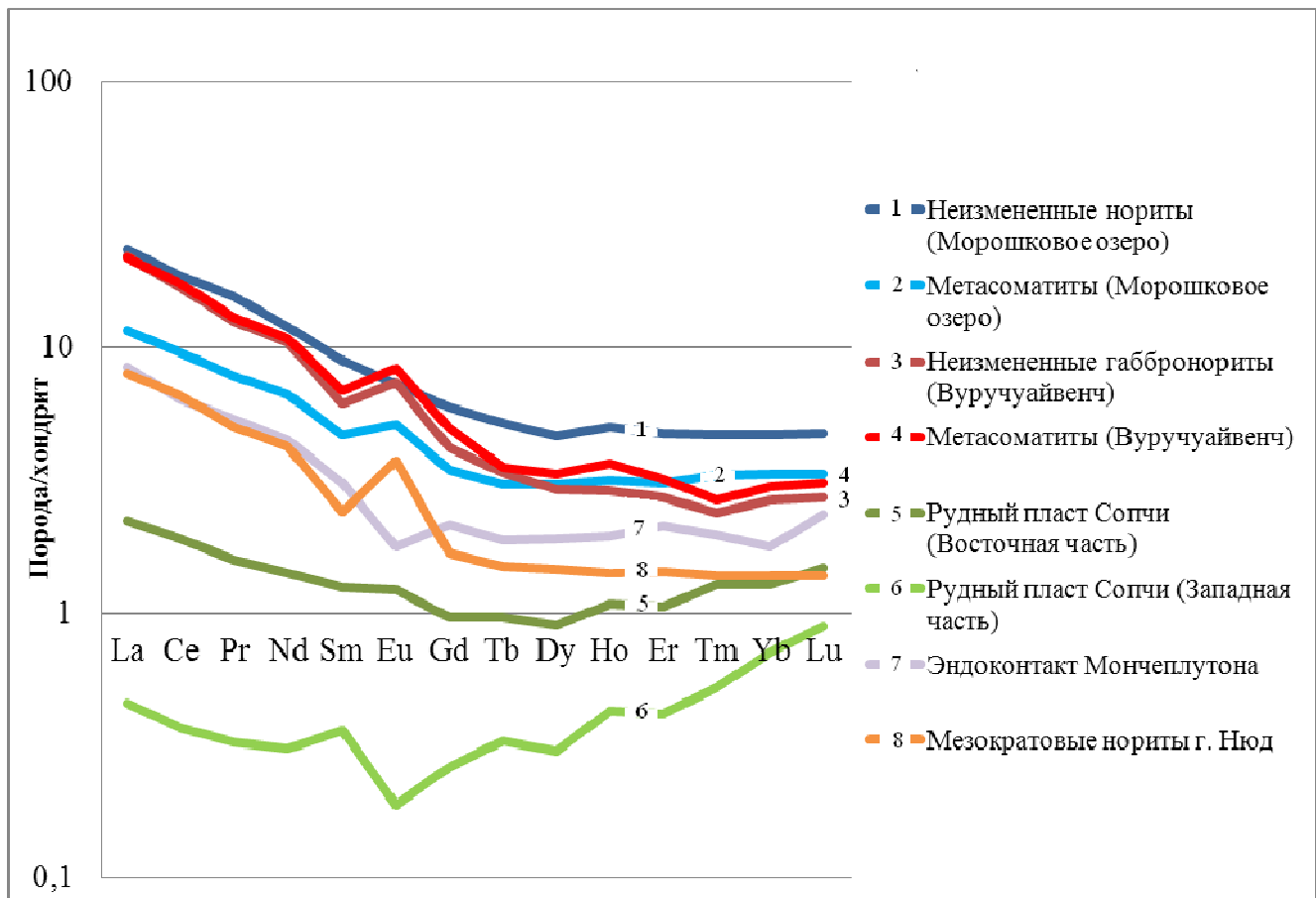


Рис. 57. Распределение РЗЭ в различных типах рудных объектов Мончеплутона.

Характер распределения РЗЭ в магматических и метасоматических породах массивов Морошковое озеро и Вуручайвенч почти не отличается, что указывает на их генетическую связь.

Спайдерграммы распределения РЗЭ, нормированные к хондриту, показаны на рис. 4. Минимальные содержания суммы РЗЭ характерны для перидотита (№6) из западной части пласта Сопчи. Средние содержания свойственны для норита из г. Нюд (№8), пироксенита восточной части Рудного пласта Сопчи (№5), а также габбро эндоконтактовой зоны (№7), где отмечается обогащение легкими РЗЭ. Наибольшими содержаниями характеризуются породы массивов южного обрамления Вуручайвенч (№3, 4), Морошковое озеро (№1, 2). Такое содержание согласуется с составом РЗЭ для различных пород разреза расслоенных интрузий.

Отрицательная Eu аномалия выявляется у пород Рудного пласта Сопчи, эндоконтакта массива, а положительная - для пород Вуручайвенча, Морошкового озера и связана с дифференциацией плагиоклаза в породах массивов. Значительная европиевая аномалия ($Eu/Eu^*=1,98$), а также превалирование гематита над сульфидами (табл. 1) указывает на

возможное повышение окислительного потенциала при формировании пропилитов из рудной зоны.

Породы массива Вуручайвенч характеризуются наибольшим отношением легких РЗЭ к тяжелым ($La/Yb = 10$), чуть меньше значение в массиве Морошковое озеро ($La/Yb = 5-7$), примерно такие же значения имеют породы эндоконтакта Мончеплутона. Наименьшие значения ($La/Yb = 1-2$) в породах Рудного пласта Сопчи. Отсюда следует, что коэффициент дифференциации РЗЭ увеличивается с запада на восток, от ультраосновных пород к основным, то же установлено и для массивов южного обрамления.

Ввиду хорошей изученности и перспективности, для изучаемых участков приняты прогнозные ресурсы по категории Р_з. Для Рудного пласта Сопчи прогнозные ресурсы МПГ составляют 5 тонн, для участка Морошковое озеро – около 25 тонн, участок Вуручайвенч является наиболее перспективным с прогнозными ресурсами в 100 тонн. На сегодняшний день государственная комиссия по запасам утвердила запасы сульфидных платино-медно-никелевых руд месторождения Вуручайвенч в 70,38 т. МПГ+Au. Запасы МПГ на Сопче оцениваются в количестве 3-5 т. МПГ (Голубев, Иващенко, 2012). Следовательно, данные по ресурсам массива Морошковое можно считать весьма достоверными. Сравнив имеющиеся данные по содержанию МПГ по различным литературным [Припачкин, Рундквист, 2009; Расслоенные..., 2004; Рундквист, Припачкин, 2011; Гроховская и др., 2003] источникам, за средние значения содержания МПГ можно принять следующие значения - Рудный пласт Сопчи характеризуется средним содержанием МПГ – 0,7 г/т, массив Морошковое озеро – 1,3 г/т, массив Вуручайвенч – 2,5 г/т.

Сопоставляя данные по среднему содержанию и прогнозным ресурсам можно сделать вывод о прямой корреляции этих двух характеристик изучаемых объектов (рис. 58)

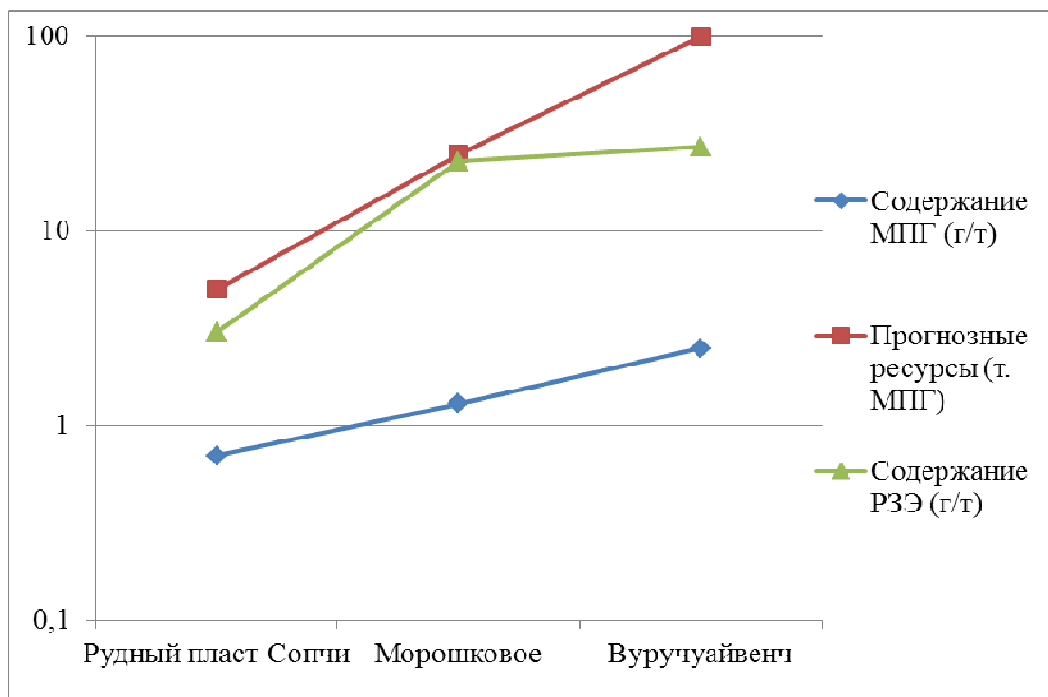


Рис. 58. График содержания МПГ и прогнозных ресурсов (тонны МПГ) в Рудном пласте Сопчи, массиве Морошковое озеро и Вуручуайвенч.

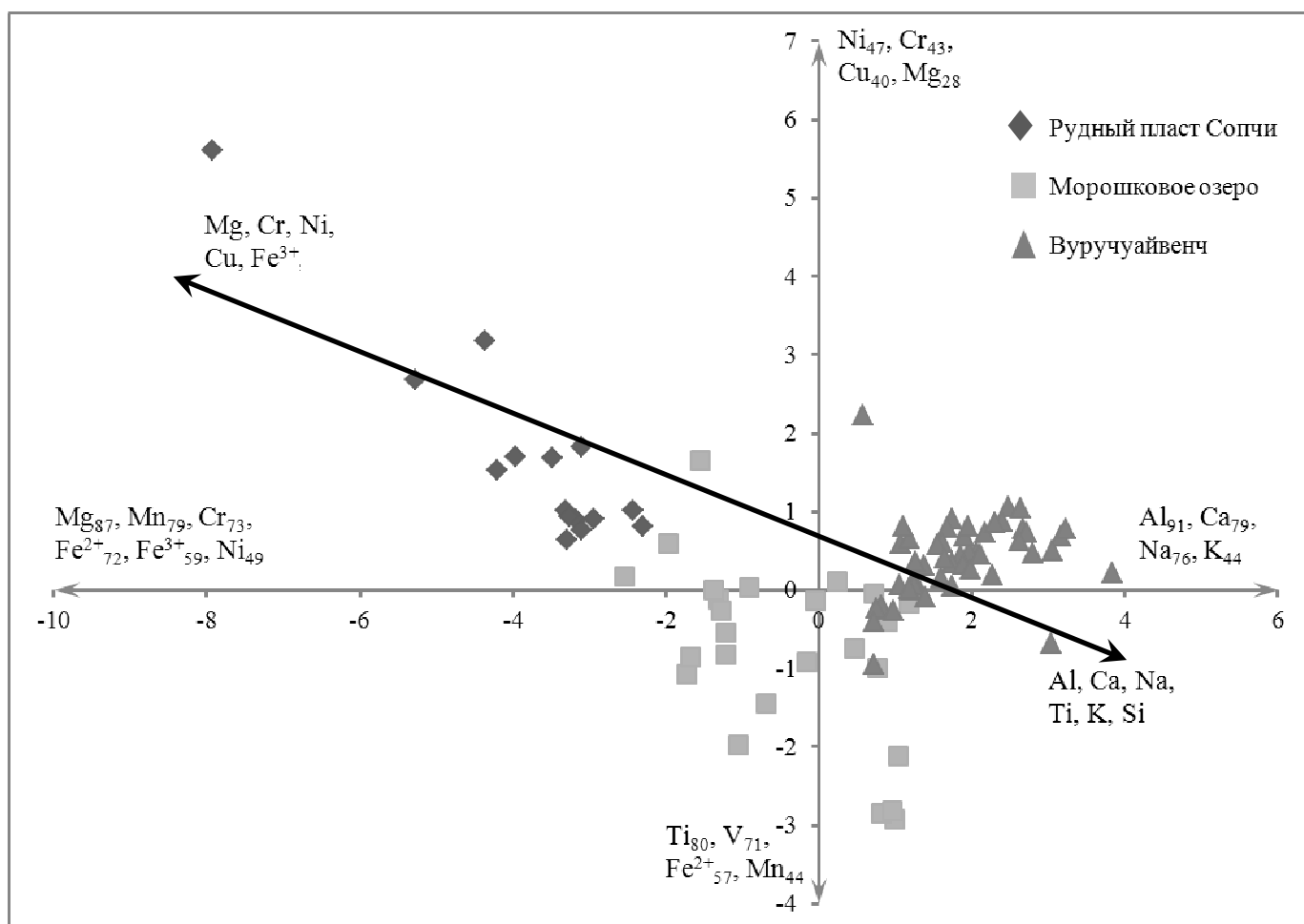


Рис. 59. Компонентная диаграмма для исследуемых участков.

Проведенный статистический факторный анализ геохимических исследований, позволил составить петро-геохимическую компонентную (петрогенетическую) диаграмму (рис. 59). По диаграммам этого типа можно установить взаимосвязи между элементами, тренды дифференциации и другие особенности геологических следствий [Додин, Ланда, Лазаренков, 2003].

На диаграмме (рис. 59) для трех изучаемых объектов выделяется тренд, в котором первая группа элементов - Al, Ca, Na, Ti, K, Si противопоставляется второй группе - Mg, Cr, Ni, Cu, Fe³⁺. Тренд аналогичен с рудно-анортозитовыми трендами, выделенными, в частности, для Норильского месторождения и расслоенной серии Мончеплутона [Додин, Ланда, Лазаренков, 2003]. Согласно исследованиям рудно-анортозитовый тренд Мончеплутона ответственен за формирование малосульфидного платинометального оруденения.

Следовательно, из полученных и литературных данных можно сделать несколько выводов:

1. Схожесть рудно-анортозитового тренда Мончеплутона и «анортозитового» тренда, который выделен в изучаемых массивах, является одним из доказательств принадлежности трех изучаемых объектов к единой расслоенной серии.

2. Изменение прогнозных ресурсов в сторону увеличения от Рудного пласта Сопчи к массиву Вуручайвенч, дает возможность предположить, что увеличение «анортозитовой» составляющей в выделенном тренде благоприятствует накоплению МПГ.

При этом уменьшение количества сульфидов с ростом «анортозитовой» составляющей согласуется с проведенными исследованиями состава сульфидного и сульфо-арсенидного оруденения.

На рис. 60 также даны графики содержания МПГ относительно различных малых элементов для изучаемых объектов.

Наблюдается (рис. 60 а) Согласованное накопление МПГ и РЗЭ для всех трех участков. В Рудном пласте Сопчи обратная корреляция между МПГ и иттрием. Обратная ситуация фиксируется для массива Морошкового озера и Вуручайвенч – здесь МПГ имеет прямую связь с этими элементами, что вновь указывает на более позднюю фазу минералообразования.

Если для Сопчи (рис. 60 б) прямая корреляция МПГ, меди и серы очевидна, то для массива Морошкового озера линия тренда связи МПГ и серы почти пологая, что указывает на значительно меньшее влияние серы при минералообразовании МПГ. Для массива Вуручайвенч наблюдается обратная корреляция МПГ с серой, указывающая на минимальное содержание сульфидов МПГ в этом массиве.

Для Рудного пласта Сопчи, как и для массива Морошковое озеро (рис. 60 в), содержание МПГ имеет обратную корреляцию, как с кальцием, так и со стронцием. В массиве Вуручайвенч содержания элементов имеют существенный разброс, однако общий тренд указывает, что содержание МПГ напрямую коррелирует со стронцием и кальцием, вновь указывая на преобладание магматических процессов над метасоматическими в накоплении МПГ.

В пласте Сопчи (рис. 60 г) МПГ имеет отрицательную корреляцию с титаном и цирконием. На графике массива Морошкового озера и массива Вуручайвенч, судя по линиям трендов, содержание МПГ имеет прямую связь с содержанием титана и циркония, что указывает на ассоциацию минералов ЭПГ не только с сульфидами, но и с титаномагнетитом, широко распространенным в этих массивах.

Полученные результаты по взаимоотношению МПГ, малых и рудных элементов, подтверждают петрографические, геохимические и исследования минералогии ЭПГ. В целом корреляционные связи в пласте Сопчи существенно отличаются от таковых для массивов Морошковое озеро и Вуручайвенч, что свидетельствует о различных обстановках накопления рудных элементов в них.

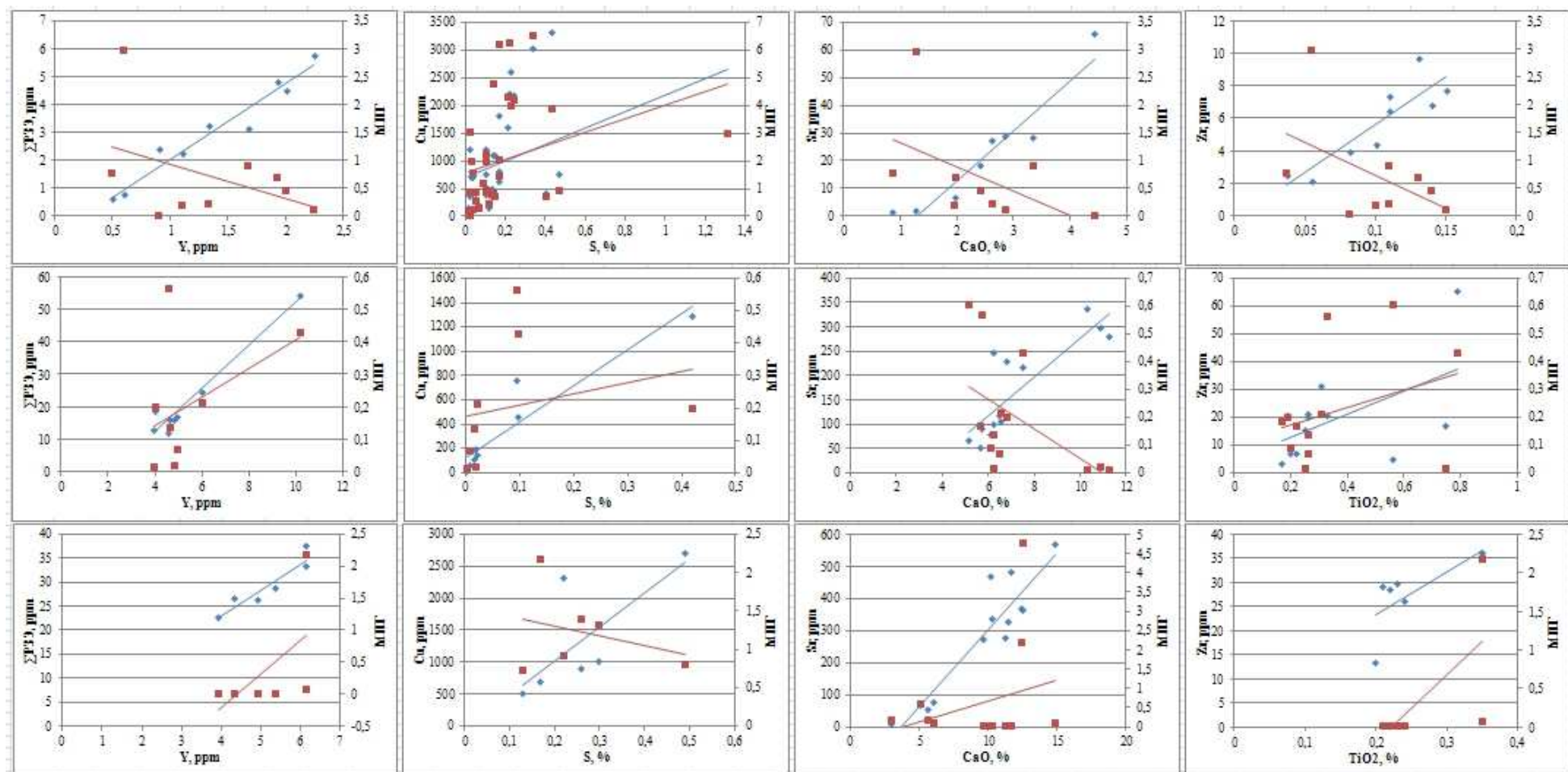


Рис. 60. Диаграммы $\Sigma PЭ - Y$ - МПГ, $Cu - S$ - МПГ, $Sr - Ca$ - МПГ, $Zr - TiO_2$ - МПГ для исследуемых объектов. Красным обозначено содержание МПГ, синим – PЭ, Cu, Sr и Zr на графиках соответственно. Содержания МПГ на графиках указаны в г/т.

Выводы. Петро-геохимические параметры подтверждают неравномерность распределения пород и оруденения в восточной и западной частях на участке Сопча. Восточная часть пласта характеризуется большим содержанием МПГ, чем западная. Также и общие содержания РЗЭ преобладают в восточной части. Нориты участка Морошковое схожи с типичными норитами Мончеплутона. Метасоматиты тектонической зоны существенно обогащены сульфидами и МПГ. Жильные породы содержат относительно меньше МПГ. В целом содержания РЗЭ в неизмененных норитах и метасоматитах очень близки. На участке Вуручайвенч представлены типичные габбронориты в которых развиты тела пропилитизированных анортозитов, что отражается и в петро-геохимических параметрах. Отличия рудных и безрудных пропилитов отмечаются в содержании сульфидов и МПГ. Также как и на участке Морошковое, пропилитизированные и неизмененные породы практически идентичны по графикам распределения РЗЭ.

Выявляется связь некоторых петро-геохимических особенностей пород с характером распределения МПГ на участках. Средние содержания МПГ на участках коррелируют с принятыми прогнозными ресурсами. Помимо этого выявляется рудно-анортозитовый тренд, который роднит изученные участки с Мончеплутон. Существенно различаются по петро-геохимическим особенностям участки Сопча с одной стороны и Морошковое и Вуручайвенч с другой. Для участка Сопча наблюдается обратная корреляция МПГ с суммой РЗЭ, Y, Sr, Ca, Zr и Ti и прямая с такими рудными элементами как медь и сера, соответственно обратная ситуация для участков Морошковое и Вуручайвенч.

Об условиях формирования Мончеплутона на основе изучения пород и руд участков Сопча, Морошковое, Вуручайвенч

Образование Мончеплутона объясняется гравитационно-кинетической дифференциацией мафит-ультрамафитовой магмы [Горбунов и др. 1985; Расслоенные..., 2004]. Образование пород и руд исследуемых участков согласуется с общей моделью Мончеплутона, однако имеет свои особенности.

Как показано выше, рудный пласт Сопчи формировался за счет внедрения новой порции магмы в кристаллизующиеся пироксеновые кумулаты, о чем свидетельствуют геологические и петрогеохимические данные [Расслоенные..., 2004; Шарков, 2006; Шарков, 2002]. Однако имеются различные мнения по поводу места этого внедрения. Первая модель [Шарков, 2006] предполагает поступление порции в районе «Критического горизонта» г. Нюд. Особенностью является внедрение расплава на фронт кристаллизации, что обусловило его стекание в западном направлении. Вторая модель предполагает [Расслоенные..., 2004] поступление порции в

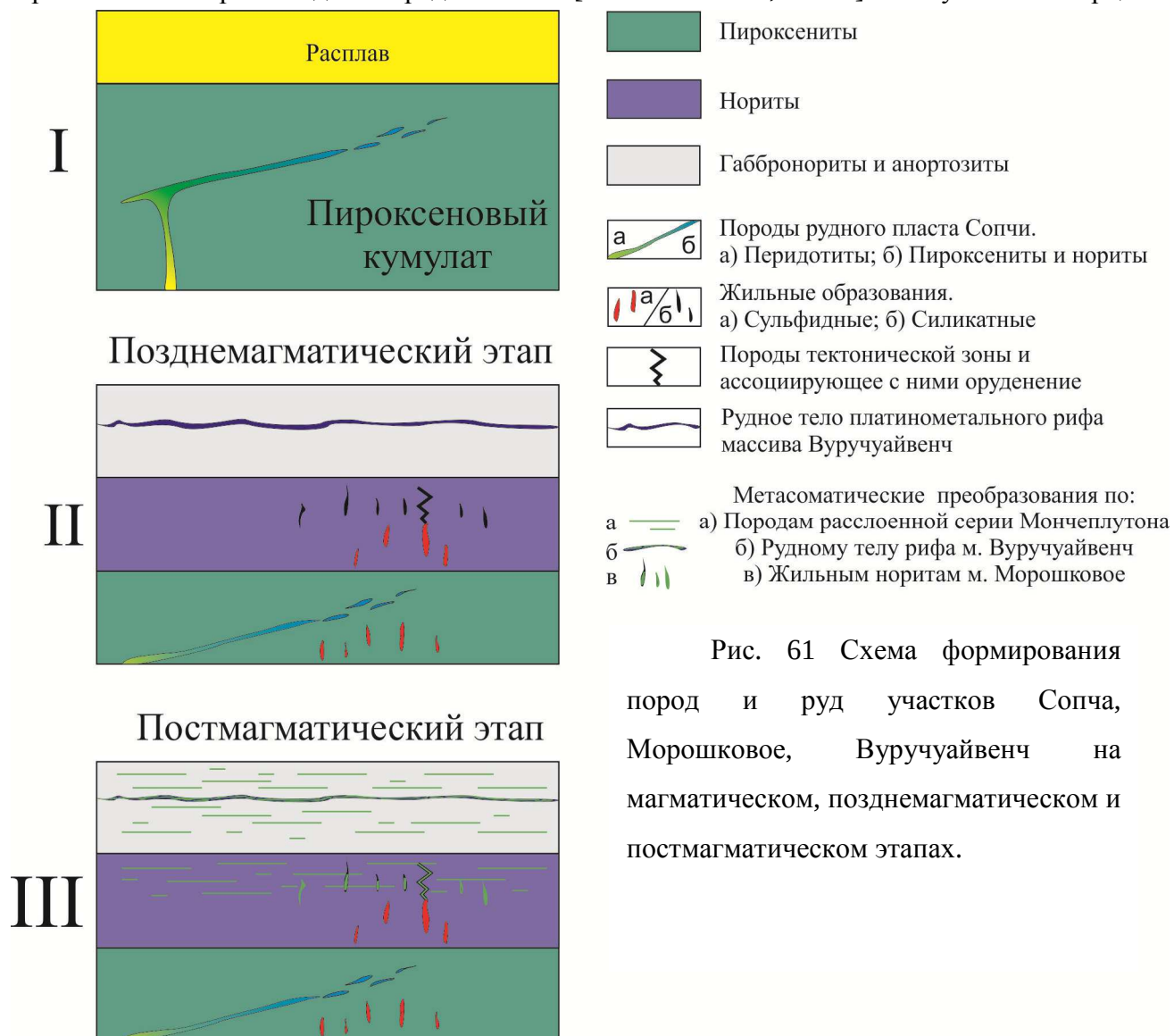


Рис. 61 Схема формирования пород и руд участков Сопча, Морошковое, Вуручайвенч на магматическом, позднемагматическом и постмагматическом этапах.

застывающую массу пироксеновых кумулатов западной части массива г. Сопча и последующее перемещение в восточном направлении (рис. 61 I).

Формирование двух других рудных систем связано уже с более поздними этапами кристаллизации Мончегорского плутона. После осаждения норитовых кумулатов, происходит заложение позднемагматических трещин, которые заполнялись сульфидным и силикатным материалом [Расслоенные..., 2004]. Образование части массива Морошковое произошло за счет отделения и перемещения верхней части блока норитов г. Нюд. С перемещением этого блока, скорее всего, связано образование тектонической зоны, которая протягивается вдоль направления возможного движения блока.

Рудное тело рифа V-1 массива Вуручуайвенч было образовано в результате фракционной кристаллизации [Гребнев, Рундквист, Припачкин, 2014], однако существуют и другие модели [Sharkov, 2012; Кнауф, Гусева, 2010].

Уже на постмагматическом этапе (рис. 61 III) произошло метасоматическое преобразование пород верхней части разреза. Изменения коснулись полностью разреза габброноритов и анортозитов (массив Вуручуайвенч) и, вероятнее всего, верхней части норитов (массив Морошковое). Характер изменений не повсеместный, как уже установлено, габбронориты массива Вуручуайвенч метасоматизированы значительно меньше, в отличие от анортозитов, помимо этого характерной особенностью является переслаивание этих пород в разрезе. Наиболее измененными породами массива Морошковое являются нориты, широко развитые в этом районе, менее затронуты пропилитизацией жилы норитов и амфибол-плагиоклазовых пород, и, возможно, породы тектонической зоны.

Главным дискуссионным вопросом является происхождение метасоматитов. Согласно полученным данным, предполагается магматогенный источник образования флюидов, ответственных за метасоматоз. По геологическим данным наиболее измененные породы (лейкогаббронориты и анортозиты) формируют отдельные тела в массивных габброноритах. Распределение петрогенных и малых элементов в свежих и пропилитизированных породах весьма схоже, особенно это заметно в графиках содержания РЗЭ. И, конечно, результаты изотопных исследований, указывающие на близость возраста метасоматизма и магматической кристаллизации.

Критерии платиноносности на основе данных изучения массивов Сопчи, Морошковое, Вуручайвенч

В результате изучения массивов Сопча, Морошковое и Вуручайвенч Мончегорского плутона, удалось выявить несколько критериев платиноносности.

Ведущими критериями для всех трех объектов являются геотектонический, формационный и геохронологический. Сущность формационного и геотектонического критериев в том, что все изученные объекты генетически расположены на щитах близ рифтогенной структуры и связаны с расслоенной серией Мончеплутон, а, следовательно, и с перидотит-пироксенит-габброноритовой формацией. Геохронологический критерий указывает на единовременное формирование все массивов.

Наиболее существенным для массивов южного обрамления является магматический критерий, в котором можно выделить различие по петрографическому составу и содержанию сульфидной и оксидной минерализации. Согласно петрографическому составу платинометальные руды связаны с определенными породами массивов. Существенным моментом является специфика ассоциации платинометального и сульфидно-медноникелевого оруденений (табл. 6, 10, 12). Их обычная корреляция не всегда прямая и может иметь сложный характер (рис. 46, рис. 60). При этом сульфидное оруденение не всегда содержит значимые количества МПГ. Выявленный для трех массивов специфический анортозитовый тренд может свидетельствовать об увеличении содержания и запасов МПГ в лейкократовой части расслоенной серии. Особенности химизма обусловлено высокое содержание РЗЭ в рудоносных породах. Породы, обогащенные МПГ, в целом содержат больше РЗЭ, чем породы с низкими концентрациями МПГ

Интенсивные проявления метасоматических процессов также могут свидетельствовать о значительных запасах МПГ. Так, в массиве Морошковое существенные запасы МПГ приурочены к породах тектонической зоны и жильным амфибол-плагиоклазовым телам, а в массиве Вуручайвенч - к пропилитизированным лейкогабброноритам и анортозитам.

Критерии, разработанные в результате изучения трех рудных объектов Мончеплутон, дают возможность рационально планировать и ориентировать различные стадии геологоразведочных работ, оптимизировать объемы буровых и горных работ.

Таблица 17. Критерии платиноносности по результатам исследования массивов в сравнении с классическими интрузивами.

Критерии платиноносности		Рудный пласт Сопчи	Морошковое	Вуручайвенч	Стиллуотер ^{1,2,3}	Бушвельд ^{1,2}	Лак-де-Иль ^{2,4}
Тектонический		Расположение в пределах щитов, в зонах обрамления рифтогенных структур. Магмоподводящими структурами являются разломы глубинного заложения					
Формационный		Принадлежность к расслоенной серии Мончеплутона, перидотит-пироксенит-габброноритовой формации.			Принадлежность к перидотит-пироксенит-габброноритовой формации		
Магматический	Петрографический	Оруденение локализуется в тонкорасслоенных перидотитах, пироксенитах и норитах среди безрудных массивных пироксенитов.	Оруденение локализуется в жильных пегматоидных норитах среди безрудных массивных норитов.	Оруденение локализуется в анортозитах и лейкогабброноритах среди безрудных массивных габброноритов	Ассоциация оруденения с хромититами и пегматоидными пироксенитами ультрамафитовых зон; с норитами (Бушвельд) и троктолит-анортозитами (Стиллуотер) норитовых зон		Оруденение локализуется в метагабброноритах, актинолитовых пропилитах
	Минералогический	Прямая связь МПГ и сульфидов. Содержание сульфидов в рудах 5-15%	Сложная, нелинейная связь МПГ и сульфидов. Содержание сульфидов в рудах до 10%	Сложная, нелинейная, часто обратная корреляция МПГ и сульфидов. Содержание сульфидов в рудах 1-3%	Связь с хромитом в платинометаллических рифах ультрамафитовых зон интрузий; связь с сульфидами (Меренски риф, J-M риф до 3 %) в рифах норитовых зон		Сложная корреляция МПГ и сульфидов. Содержание сульфидов в рудах 1-3%
	Геохимический	Выявляется рудно-анортозитовый платинометаллический тренд эволюции рудно-магматических систем интрузивов ⁵					
		Тенденция увеличения «анортозитовой составляющей», как и суммы РЗЭ, указывает на рост содержания МПГ.					
		$C_{МПГ}^Y - 1$ $C_{РЗЭ}^Y - 1$	$C_{МПГ}^Y - 1,2-2$ $C_{РЗЭ}^Y - 7$	$C_{МПГ}^Y - 3,5$ $C_{РЗЭ}^Y - 8$			
Метасоматический		Пропилитизация слабо развита	Рудные нориты умеренно пропилитизированны	Рудные анортозиты и лейкогаббронориты существенно пропилитизированны.	Признаки пропилитизации		Рудные габбронориты существенно пропилитизированы
Геохронологический		Породы массивов имеют такой же возраст, как и породы Мончеплутона – 2500 млн лет.			U-Pb - 2719±76 млн лет	U-Pb – 2095±25 млн лет	U-Pb – 2775-2722 млн лет
		Sm-Nd - 2442±59 млн лет.*	Изотопные исследования не проводились.	U-Pb (ID-TIMS) zirc - 2504,2±8,4**; Sm-Nd - 2410±58 млн лет.*			

Примечание: изотопные данные по: * - Серов и др., 2015; ** - Рундквист и др., 2014.

1 - Гурская, 1984; 2 – Додин и др. 1994; 3 – The Stillwater Complex: A review of the geology by I. S. McCallum; 4 – Barnes, Gornwe, 2011; 5 - Додин, Чернышов, Чередникова, 2001

$C_{МПГ}^Y$ – содержание МПГ в массиве относительно Рудного пласта Сопчи

Перспективы платиноносности интрузивов Карело-Кольского региона в связи с полученными результатами

Исходя из выводов, сделанных в защищаемых положениях, наиболее продуктивными на платинометальное оруденение можно считать расслоенные интрузии с развитой норит-габбронорит-габбро-анортозитовой (верхней расслоенной серией) частью. В Карело-Кольском регионе имеется несколько как мелких, так и средних и крупных объектов со схожим геологическим и тектоническим положениями (на границе стабильного Кольского блока и Печенга-Имандра-Варзугской рифтовой системы) [Додин, Чернышов, Чередникова, 2001; Платина России, 1995; Голубев, Иващенко, 2012; Гроховская, Лапутина, 1988].

В первую очередь стоит отметить самый близкий в этом отношении массив Федоро-Панских тундр [Чашин, Митрофанов, 2014; Латыпов, Чистякова, 2000]. Оруденение здесь приурочено к базальной зоне и зонам нижнего и верхнего расслоенных горизонтов, в которых выделяются соответственно северный и южный платинометальные рифы (рис.62). В обоих рифах оруденение локализовано в лейкогаббро и анортозитах, представленных протяженными маломощными (до первых метров) линзовидно-пластообразными телами. Так же как и в Мончегорском плутоне, краевая или базальная зона характеризуется незначительными содержаниями МПГ (до первых г/т), средние содержания характерны для рифа в средней части разреза (~4 г/т), и наибольшие в рифе верхней части (~10 г/т) [Субботин, Корчагин, Савченко, 2012]. Рост содержания вверх по разрезу согласуется с рудно-анортозитовым трендом, выделенного в породах Федоро-Панского интрузива [Додин, Чернышов, Чередникова, 2001; Додин, Ланда, Лазаренков, 2003; Гроховская и др. 1999a]. Платинометальное оруденение также как и в массиве Вуручайвенч ассоциирует с сульфидной минерализацией. В

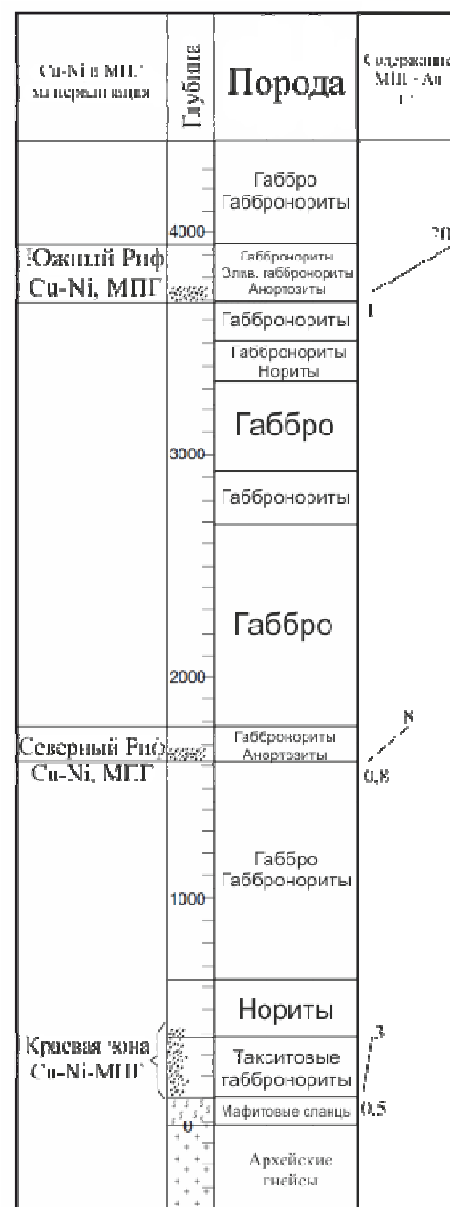


Рис. 62 Сводный геологический разрез Федоро-Панского интрузива [Schissel et al. 2002]. Содержание МПГ+Au по данным [Субботин, Корчагин, Савченко, 2012].

целом в ней преобладают халькопирит (40-80%), пирротин (0-40%) и пентландит (0-20%). Сульфиды постоянно сопровождаются значительной долей магнетита и ильменита (в среднем около 13%). Видовой состав МПМ разнообразен, однако самыми распространенными являются висмутотеллуриды и сульфоарсениды [Латыпов, Чистякова, 2000; Гроховская и др. 1999а].

Массив горы Генеральской в Печенгском рудном районе залегает на гнейсах кольской серии и перекрывается конгломератами печенгской вулканогенно-осадочной серии. Для массива характерно наличие краевой серии, которая представлена мелкозернистыми кварцсодержащими габброноритами. Далее расположена нижняя габброноритовая зона. Она сложена метаморфизованными габброноритами с прослоями пироксенитов, анортозитов и их пегматойдных разностей. Наиболее интересной и отражающей уникальность данного массива является средняя ритмично-расслоенная зона. Разрез этой зоны представлен чередованием (слои от нескольких, до нескольких метров) габброноритов, перидотитов и др., однако главной особенностью является появление оливиновых кумулатов. Породы этой зоны метаморфизованы слабее, чем породы габброноритовых зон. Выше расположена верхняя габброноритовая зона. Как и в нижней, здесь развиты среднезернистые габбронориты, помимо них встречаются анортозиты и пироксениты. Платино-медно-никелевое оруденение массива локализовано в ритмично-расслоенной зоне и образует от 3 до 7 протяженных (0,5-1 км) горизонтов (мощность от 1 до 20 м). Среди пород, вмещающих оруденение, преимущественно развиты сильноизмененные разности. Сульфидное оруденение (содержание 1-2 до 20%) представлено вкрапленным и прожилково-вкрапленным типами. Сульфиды встречаются в интерстициях в сростании с вторичными минералами. Минеральный состав достаточно однороден – пентландит, пирротин, халькопирит. Повышенные концентрации МПГ приурочены к горизонтам с сульфидным оруденением и вне его не обнаруживаются. Среднее содержание МПГ 1 г/т (до 5 г/т) с преобладанием палладия

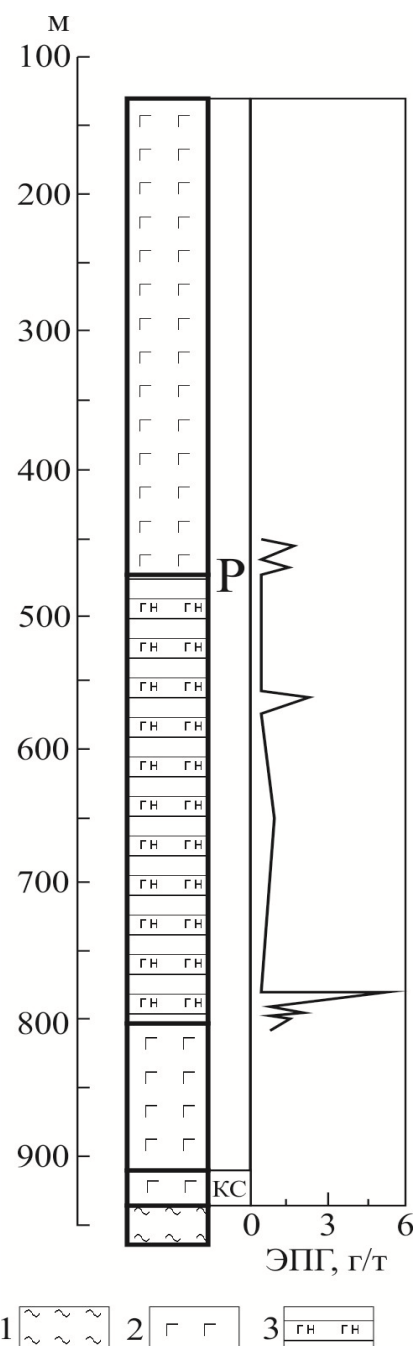


Рис. 63 Схематический геологический разрез массива г. Генеральской [Гроховская и др. 1996]. КС – краевая серия, Р – расслоенная серия. 1 – гнейсы; 2 – габбронориты; 3 – переслаивание габбро, норитов, троктолитов и анортозитов

[Гроховская и др. 1996]. МПМ встречаются на границе сульфидов и силикатов, однако нередко встречи как в кристаллах сульфидов, так и в ассоциации с вторичными силикатами. Типичными МПМ являются висмутотеллуриды, в меньших количествах характерны арсениды и сульфоарсениды [Barkov et al.. 1999].

Имандровский лополит (комплекс) представляет собой расслоенную интрузию, которая выходит на поверхность в виде дугообразной серии небольших тел к югу от Мончегорского плутона (рис. 1). В разрезе интрузива (рис. 64), присутствует краевая серия представленная габброноритами и норитами. Габбронориты, лейкогаббронориты и анортозиты слагают главную расслоенную серию. В прикровельной зоне распространены кварцевые габбро и габбродiorиты. Интрузив метаморфизован в условиях зеленосланцевой фации. Наиболее интенсивно изменения проявлены в зонах тектонических нарушений и в породах краевой серии. Сульфидная минерализация практически не развита, чаще всего связана с зонами тектонических нарушений. С породами интрузива ассоциирует промышленное хромитовое оруденение, приуроченное к краевой и нижней части разреза главной расслоенной серии. С габбродiorитами прикровельной зоны связано оксидное ванадий-титаномagnetитовое оруденение. Значительные содержания МПГ характерны для хромитового оруденения. МПМ представлены лауридом-эрлихманитом, платарситом, холлингвортитом, куперитом, изоферроплатиной; размер зерен до 20 мкм. В большинстве случаев в интерстиционном пространстве между силикатами (в том числе вторичными) и хромитом. Содержания МПГ в хромитовом оруденении до 2,5 г/т. Помимо этого известно, что в анортозитах верхней части главной расслоенной серии содержание до 0,5 г/т МПГ [Дюжиков и др., 2009]. Наименьшее содержание МПГ в

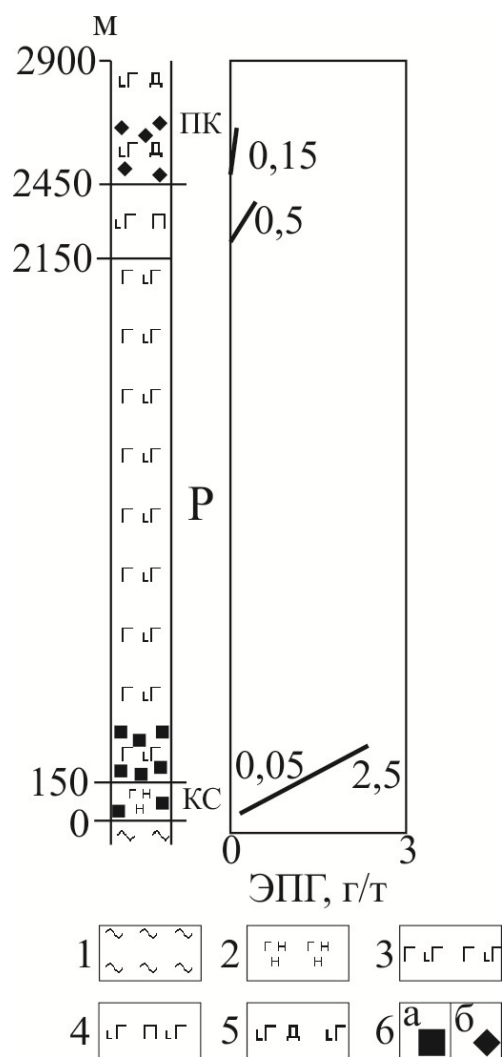


Рис. 64 Сводный геологический разрез Имандровского интрузива [Докучаева и др. 1992]. КС – краевая серия, Р - Главная расслоенная серия, ПК – прикровельная зона; 1 – гнейсы; 2 – габбронориты и нориты; 3 – габбронориты с переслаиванием лейкократовых разностей; 4 чередование габброноритов, лейкогабброноритов и анортозитов; 5 – кварцевые габбро и габбродiorиты; 6 – оруденение: а – хромитовое, б – титаномagnetитовое. Содержание МПГ по [Додин, Чернышов, Чередникова, 2001; Barkov, Fleet, 2004]

оксидных рудах прикровельной зоны – 0,15 г/т. Соотношение Pt/Pd примерно 1:1 [Додин, Чернышов, Чередникова, 2001].

Другие интрузивы несколько отличаются по своему геологическому положению. Так Бураковский интрузив расположен на юго-восточной оконечности Карельского блока. В разрезе выделяется 5 основных зон (рис. 65). Для ультрамафитовой зоны характерны кумулусные оливин, хромит, пироксены, где оливин и пироксен частично серпентинизированы.

Клинопироксенитовая и габброноритовая зоны характеризуются появлением кумулусного плагиоклаза. Самая верхняя зона магнетитовых габбронорит-диоритов, помимо изменения состава пород, интересна появлением кумулусного титаномagnetита. Также как и в Имандровском интрузиве, ведущим здесь является хромитовое оруденение. В самой нижней ультрамафитовой зоне установлено 5 хромитовых горизонтов. Среднее содержание МПГ в самом крупном – Главном хромитовом горизонте – 0,6 г/т (до 4,4 г/т). Среди МПМ преобладают сульфиды и интерметаллиды с

зернами до 35 мкм. В пределах интрузива выявлено также малосульфидное и эпигенетическое платинометальное оруденение. Первый тип развит в верхней части перидотитовой подзоны и верхней полосчатой подзоне и расположен в непосредственной близости от маркирующих горизонтов. В клинопироксенитовой зоне МПГ присутствует в количестве до 1,9 г/т (Pt:Pd = 1:5), в габброноритовой МПГ присутствует в количестве

до 6,5 г/т (Pt:Pd = 1:5) также для последней зоны характерны существенные концентрации Au – 3-17,2 г/т. В небольших количествах МПГ содержится в Краевой зоне – до 2,2 г/т. В этом типе

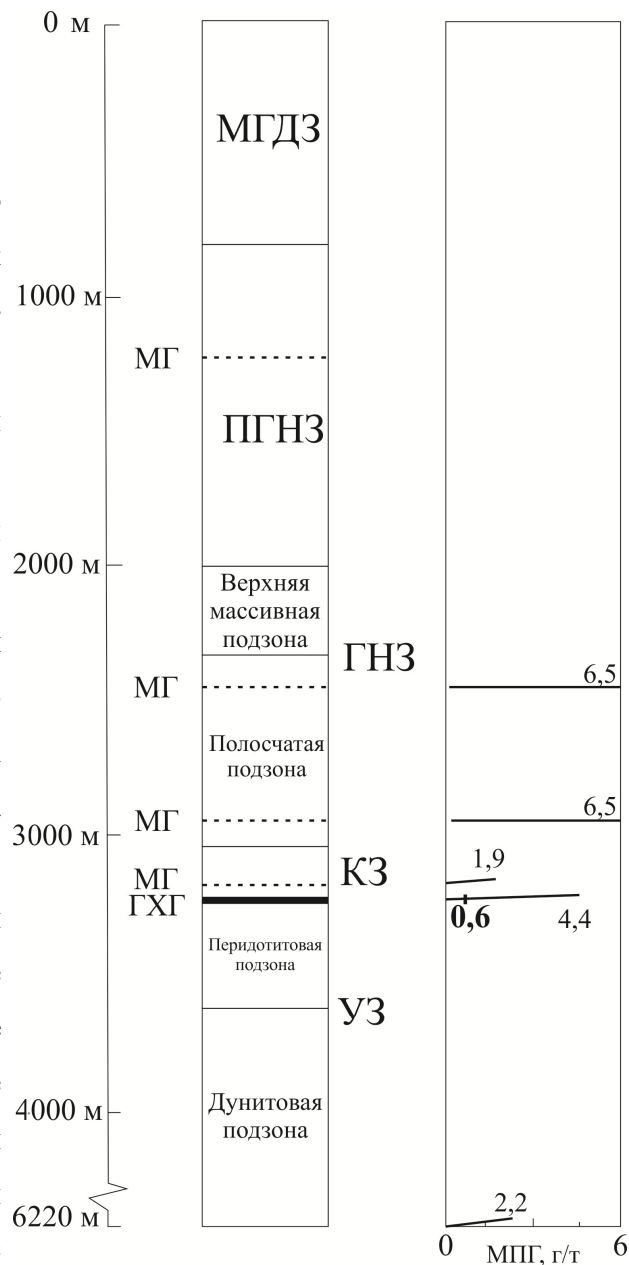


Рис. 65 Строение Бураковского интрузива [Шарков, 2006, Bailly L. et al. 2011]. ГХГ – главный хромитовый горизонт, МГ – маркирующий горизонт. УЗ – ультрамафитовая зона, КЗ – клинопироксенитовая зона, ГНЗ – габброноритовая зона, ПГНЗ – пиконит-габброноритовая зона, МГДЗ – магнетит-габбро-диоритовая зона. Содержания МПГ по [Додин, Чернышов, Чередникова, 2001, Платина России, 1995]

минерализации установлены теллуриды и висмутотеллуриды платины и палладия. Эпигенетическое оруденение связано с зонами субмеридиональных разломов и напрямую с расслоенностью не коррелирует. Близ интрузива известны платиносодержащие коры выветривания, но они практически не изучены [Додин, Чернышов, Чередникова, 2001; Платина России, 1995].

На севере Карелии известны расслоенные интрузии относящиеся к Олангской группе, из которых самыми крупными являются Луккулайсваара и Кивакка. Интрузив Луккулайсваара представляет собой типичную расслоенную интрузию, с ультраосновной зоной в основании, габброноритовой в средней, и габбровой в верхней части. В разрезе интрузива выявляется 7 рудных зон. Содержание МПГ в ультраосновной и средней части норитовой зоны до 3 г/т, наибольшие содержания характерны для верхней части норитовой зоны (тело микрогабброноритов «Надежда») до 20 г/т. Все МПГ оруденение ассоциирует с бедной (1-2%) сульфидной вкрапленностью. Интрузив Кивакка изучен слабо, но по строению схож с интрузивом Луккулайсваара. Содержание МПГ в наиболее перспективном нижнем оруденелом горизонте – 4,6 г/т [Голубев, Иващенко, 2012].

Близкий по строению и оруденению к Мончегорскому плутону является расслоенный комплекс (пояс) Торнио-Нярьянковаара. Так, комплекс Портимо характеризуется увеличением содержания МПГ вверх по разрезу, при этом основные запасы сконцентрированы в платинометальных рифах переходной зоны от 2 к 3 мегациклу расслоенной серии. Специфическим типом оруденения для этого комплекса является оффсетный тип – сульфидное и платинометальное оруденение во вмещающих гнейсах, ниже подошвы интрузии. В комплексе Койлисмаа платинометальное оруденение приурочено к краевой серии, по аналогии с массивом Луккулайсваара – в телах микрогабброноритов расслоенной серии и в платинометальных рифах [Голубев, Иващенко, 2012; Alapieti, Karki, 2005; Pijina, Hanski, 2005].

В итоге, Карело-Кольский регион характеризуется значительным количеством платинометальных интрузий, в которых содержится около 17% всех ресурсов МПГ в стране. Интрузии характеризуются схожим геологическим строением, составом пород и изотопно-геохимическими характеристиками [Баянова, Митрофанов, 2012; Расслоенные..., 2004; Turchenko, 1992; Tolstikhin et al., 1992]. Согласно установленным геологическим, петрологическим и геохимическим параметрам, платиноносные интрузивы региона в различной степени нуждаются в поиске и разведке МПГ. Мончегорский плутон является весьма перспективным платинометальным объектом [Додин, Чернышов, Яцкевич, 2000; Яковлев, Докучаева, Свяженинов, 1999; Седых и др. 1999; Балабонин и др. 1998] с запасами в 93,4 т. и прогнозными ресурсами P_1+P_2 – 472 т. Самым богатым по запасам здесь является массив

Вуручайвенч, а разведку стоит сфокусировать на других массивах обрамления Мончеплутона - массив Морошковое озеро, Габбро – 10 аномалии, Южносопчинский и др. Самые крупные запасы в регионе приурочены к рудам Федоро-Панского интрузива - 347,9 т. МПГ, здесь, как и на Мончеплутоне, для увеличения запасов стоит сконцентрироваться на разведке уже установленных платиноносных рифов. Бураковская, интрузии Олангской группы и пояса Торнио-Нярьякаваара также требуют доразведки уже известных платинометаллических объектов, однако поиски МПГ оруденения в верхних частях интрузий могут значительно увеличить ресурсы. Верхние части расслоенных серий интрузий г. Генеральской и Имандровского комплекса изучены слабо [Дюжиков и др., 2009] и, при включении этих объектов в поиски на платинометаллическое оруденение, в них могут быть найдены значительные ресурсы МПГ (запасы и ресурсы МПГ по данным отчета «Состояние и использование минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации» за 2011 г.).

Заключение

На участках периферической зоны Мончегорского плутона изучены три объекта, перспективных на платинометальное оруденение – Рудный пласт Сопчи, массивы Морошковое и Вуручайвенч. Для изученных участков детально описаны платиноносные породы, характер распределения петрогенных и редких элементов, типы оруденения и их минералогические особенности.

Все три объекта характеризуются своеобразным геологическим строением и типом оруденения, что некоторым образом дистанцирует их друг от друга. Однако детальное изучение геологии, петрографии, распределения химических элементов позволило установить, что эти массивы образуют уникальную расслоенную серию, схожую, и генетически связанную с породами расслоенной серии Мончеплутона.

Геологически, три изученных объекта формируют расслоенную систему, в которой встречаются дуниты, гарцбургиты, пироксениты, нориты, габбронориты и анортозиты. Помимо типичного изменения пород для расслоенной серии, показательным является распределение РЗЭ, содержание которых увеличивается от ультраосновных к основным породам.

Одним из важных заключений является возраст метасоматоза пород массива Вуручайвенч. Согласно геологическим, геохимическим и изотопным данным, главным фактором, определявшим изменение пород были магматические флюиды.

Оруденение Рудного пласта Сопчи отличается в его западной и восточной частях. На участке Морошковое основной рудоконтролирующей структурой является протяженная тектоническая зона, помимо этого здесь обнаружены и описаны жильные тела основного состава с платинометальным оруденением. Установлена связь платинометального оруденения в массиве Вуручайвенч с определенной ассоциацией пропилитизированных пород. Для участков Морошковое озеро и Вуручайвенч характерна арсенидная и сульфоарсенидная ассоциация МПГ, а для пласта Сопчи – сульфидная и теллуридная.

Среди критериев платиноносности можно выделить несколько общих: тектонический, формационный и геохронологический, сущность которых в расположении массивов в пределах щитов, в зонах обрамления рифтогенных структур и принадлежности к единой формации одного возраста. Магматический критерий определяют развитие оруденения в породах с анортозитовой тенденцией и определенными минералогическими особенностями. Критерий метасоматический указывает на увеличение степени пропилитизации пород от наименее перспективных платинометальных объектов к наиболее.

Список литературы

1. Балабонин Н.Л., Митрофанов Ф.П., Субботин В.В., Корчагин А.У., Войтеховский Ю.Л., Волошин З.М., Пахомовский Я.А., Петров В.П. Минералы платиновых металлов – индикаторы эволюции рудоконцентрирующих процессов // Сб. научн. Статей «Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб.: «Наука» РАН, 1998, с. 271-282
2. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов // М.: Наука, 1976 - 265 с.
3. Барков А.Ю., Леднев А.И., Бакушкин Е.М. Минералы элементов группы платины из массива горы Генеральской, Кольский полуостров // Доклады Российской академии наук, 1994, том 338, № 6, с. 785-788
4. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. - 174 с.
5. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Важнейшие результаты и значение изотопно-геохимических исследований для целей региональной геологии Фенноскандинавского щита // Вестник Кольского научного центра РАН, №1, 2012 г. с. 22-32
6. Безмен Н.И., Горбачев П.Н., Шалынин А.И., Асиф М., Налдретт А.Дж. Растворимость платины и палладия в силикатных расплавах под давлением воды в зависимости от окислительно-восстановительных условий // Петрология. - 2008. - Т.16, № 2. - С. 174-190
7. Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Кунакузин Е.Л. Палеопротерозойский расслоенный ЭПГ-содержащий массив Мончетундра (Кольский полуостров): датирование Sm–Nd-методом времени метаморфических преобразований основных пород // Доклады академии наук. 2015. Т. 465, № 1. С. 68-73
8. Бортников Н. С., Дистлер В. В., Викентьев И. В., Гамянин Г. Н., Григорьева А. В., Гроховская Т. Л., Служеникин С. Ф., Тагиров Б. Р. Формы нахождения благородных металлов в рудах комплексных месторождений: методология изучения, количественные характеристики, технологическое значение // В сборнике «Проблемы минерагении России», Издание ГЦ РАН., Москва, 2012, с 365-384
9. Вревский А.Б. Петрология, возраст и полихронность источников инициального магматизма Имандра-Варзугского палеорифта Фенноскандинавского щита // Петрология. 2011. Т. 19. № 5. С. 546-574.
10. Вревский А.Б., Богомолов Е.С., Зингер Т.Ф., Сергеев С.А. Полихронность мантийно-коровых источников и возраст вулканогенного комплекса (арвареченская свита) палеопротерозойской Имандра-Варзугской структуры, Кольский полуостров // Доклады АН. 2010. Т. 431. № 3. С. 377-381.

11. Галкин А.С., Кнауф В.В. МПГ в разрезе НКТ - меридиональной ветви Мончегорского плутона (Кольский полуостров). 2001 // <http://www.natires.com/rnkt.htm>
12. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Труды ЛАГЕД АН СССР, Выпуск 3, Л.: Изд-во АН СССР, 1956, 328 с.
13. Глебовицкий В.А., Бушмин С.А., Богомоллов Е.С., Беляцкий Б.В., Савва Е.В., Лебедева Ю.М. Rb-Sr возраст метасоматоза и рудообразования в низкотемпературных зонах сдвиговых деформаций Фенно-Карельского кратона, Балтийский щит // Доклады АН. 2012. Т. 445. № 1. С. 61-65.
14. Голубев А.И. Иващенко В.И. Платиноносность Карелии: Сравнительный анализ с сопредельными регионами Фенноскандинавского щита, прогнозная оценка, перспективы // Труды КарНЦ РАН, № 3, 2012, с 17-36
15. 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.
16. Гребнев Р. А., Рундквист Т. В., Припачкин П. В. Геохимия основных пород платиноносного массива Вурэчуайвенч (Мончегорский комплекс, Кольский регион) // Геохимия. 2014. № 9. С. 791-807
17. Гребнев Р.А., Габов Д.А., Припачкин П.В., Савченко Е.Э., Пахомовский Я.А., Рундквист Т.В. Минералы и минеральные фазы платиновых металлов в образцах габброидов из месторождения Вурэчуайвенч Мончегорского раннепротерозойского базит-ультрабазитового комплекса. // В кн.: Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона. Труды XI Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии. Апатиты, 7 - 8 апреля 2014 г. - Апатиты: Изд. - во К & М, 2014, с. 65 - 69.
18. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шелепина Е.П., Лапина М.И., Лапутина И.П., Муравицкая Г.Н. Платинометальная минерализация в габброноритах массива Вурэчуайвенч, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 2. С. 147-161.
19. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В., Лапина М.И., Муравицкая Г.Н., Войтехович В.С. Рудная платинометальная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 329-352.
20. Гроховская Т.Л., Лапутина И.П. Платиновая минерализация некоторых расслоенных интрузивов Кольского полуострова // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: изд. КНЦ АН СССР. 1988. - С. 69-73.

21. Гроховская Т.Л., Лапутина И.П., Кузнецов Г.С., Муравицкая Г.Н., Соколов С.В., Тельнов В.А., Большаков А.Н. Платино-медно-никелевое оруденение расслоенного интрузива горы Генеральской (Печенгский рудный район, Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений, 1996, том 38. № 3. С. 211-225.
22. Гроховская Т.Л., Тевелев А.В., Носик Л.П.. Процессы формирования платинометальной минерализации в массиве Мончетундра, Кольский полуостров// Минерагения Докембрия: Материалы Всероссийской конференции, сборник докладов – Изд-во КарНЦ РАН, Петрозаводск 2009
23. Гроховская Т.Л., Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Лапутина И.П., Чистяков А.В., Муравицкая Г.Н. Петрология расслоенного интрузива горы Генеральской, Кольского полуострова // Петрология, 1999, том 7, выпуск 5, с. 539-558
24. Гроховская Т.Л., Шарков Е.В., Тевелев А.В., Смолькин В.Ф., Чистяков А.В., Лапутина И.П., Муравицкая Г.Н., Соколов С.В., Тельнов В.А. Платиноносность Расслоенного интрузива норы Генеральской (Кольский полуостров) // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. (Платинойдное сырье России XXI в.) / Сб. научн. Трудов. – Т. III. – Кн. 1 и 2 – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999а. – с. 153-161
25. Гурская Л.И. Платинометальное оруденение стиллуотерского типа и критерии его прогнозирования. Л., 1984. – 89 с.
26. Дистлер В.В. Платиновая минерализация Норильских месторождений // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 7–35
27. Дистлер В.В., Дюжиков О.А., Кравцов В.Ф. и др. Малосульфидная платинометальная формация Норильского района // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 48–65.
28. Додин Д.А., Ланда Э. А., Лазаренков В. Г. Платинометалльные месторождения мира. Т. 2. Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения. М.: Геоинформцентр, 2003. 409 с.
29. Додин Д.А., Чернышов Н. М., Чередникова О.И. Металлогения платиноидов крупных регионов России. - М.: ЗАО "Геоинформмарк", 2001. - 302 с.
30. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. – СПб.: Наука, 2000. – 755 с.
31. Докучаева В.С., Жангуров А.А, Федотов Ж.А. Геология и рудоносность Имандровского интрузива // Отеч. геол., 1992, № 10. С. 60–67.
32. Дюжиков О.А., Горбунов Г.И., Кравченко Г.Г., Туровцев Д.М. Полиформационные рудоносные комплексы Кольского полуострова // Магматизм и рудообразование. Материалы

- конференции, посвященной 125-летию со дня рождения академика А.Н. Заварицкого.- М.:ПРОБЕЛ-2000, 2009. с. 178-181
33. Дюжиков О.А., Горбунов Г.И., Шарков Е.В. Докембрийские рудоносные комплексы Карело-Кольского региона // Минерагения Докембрия: Материалы Всероссийской конференции, сборник докладов – Изд-во КарНЦ РАН, Петрозаводск 2009
34. Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Козлов Е.К. Геология и рудные месторождения Мончетундровского плутона. тр. ЛАГЕД АН СССР, Л: Изд. А.Н. СССР, 1950, 222-225
35. Жданов В.В. Метасоматиты, опыт изучения и картирования. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 56 с.
36. Иванченко В.Н., Давыдов П.С. Основные черты геологического строения месторождений проявлений МПГ южной части Мончегорского рудного района // Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Сборник материалов проекта, выпуск II. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. С.70-78.
37. Кнауф В. В., Гусева Н. С. О новом рудно-формационном типе платинометаллических руд в двучленных разрезах массивов южного обрамления Мончегорского расслоенного плутона. 2010 // <http://www.natires.com/obramlenie.pdf>
38. Кнауф В.В., Давыдов П.С., Иванченко В.Н. Благороднометаллическая минерализация на поисковой площади Вуручайвенч. // Международное сотрудничество и обмен опытом в геологическом изучении и разведке платинометаллических месторождений северной части Фенноскандинавии. / Промежуточные результаты международного проекта KOLARCTIC INTERREG III A North –TACIS N KA-0197 «Стратегические минеральные ресурсы – основа устойчивого развития Севера» (Россия – Финляндия – Швеция). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2008. С. 88-97.
39. Козлов Е. К. Естественные ряды никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973, 288 с.
40. 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.
41. Козлов Е.К. О некоторых спорных вопросах геологического строения массива Сопчуайвенч в Монче-тундре // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 1. 1958. - С. 7-24.
42. Котульский В.К. Медно-никелевые руды Монча-тундры. // Хибинские Апатиты, Часть VI, Л.: ОНТИ СВНХ, 1933, с. 164-167.

43. Крупенин М.Т. Редкоземельные и малые элементы во флюоритах и вмещающих доломитах Суранского месторождения (нижний рифей, Южный Урал) // Геохимия, 1999, 11. С. 78-89. (соавторы - П.Меллер, П.Дульский)
44. Кубракова И.В., Фортыгин А.В., Лобов С.Г., Кошечева И.Я., Тютюнник О.А., Мироненко М.В. Миграция платины, палладия и золота в водных системах платинометальных месторождений, Геохимия, 2011, №11, с.1138–1152
45. Кунаккузин Е. Л., Баянова Т. Б., Борисенко Е. С., Серов П. А., Елизаров Д. В. Изотопно - геохимические особенности базитов массива Мончетундра (Кольский полуостров) на основе новых Sm-Nd и Rb-Sr данных // Материалы IV Международной научно - практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, 16 – 20 февраля 2015 г., Санкт - Петербург, ФГУП «ВСЕГЕИ». – СПб.: Изд - во ВСЕГЕИ, 2015, с. 444-448
46. Кунаккузин Е.Л., Серов П.А., Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Борисенко Е.С. Палеопротерозойский расслоенный ЭПГ-содержащий массив Мончетундра (Кольский полуостров): датирование Sm-Nd методом времени метаморфических преобразований основных пород // Доклады академии наук. 2015. Т. 464, № 1. С. 71-75
47. Куплетский Б.М. Ультраосновные породы Монче-Тундры Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, ч. 4, тр. СОПС Академии Наук СССР, сер. Кольская, 1935, вып.7
48. Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр – Апатиты: изд. Кольского научного центра РАН, 2000. – 315 с.
49. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита/А.Д. Щеглов, В.Н. Москалева, Б.А. Марковский и др.; Под ред. А.Д. Щеглова. – СПб: Недра, 1993. – 244 с.
50. Магматические горные породы // под ред. О.А. Богатикова и др. Т.1, М.: Наука. 1983.
51. Марков К.А., Михайлов Б.М., Предтеченский Н.Н., и др. Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые. Под ред. Рундквиста Д.В. Л., «Недра», 1978. 607 с.
52. Митрофанов Ф.П. Особенности магматических, геодинамических и металлогенических раннедокембрийских процессов Кольской провинции // Магматизм и рудообразование. Материалы конференции, посвященной 125-летию со дня рождения академика А.Н. Заварицкого.-М.:ПРОБЕЛ-2000, 2009. с. 224-228
53. 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, 1994. - С. 66-77.

54. Нерадовский Ю.Н., Рундквист Т.В., Галкин А.С., Климентьев В.Н. К проблеме платиноносности рудного "пласта-330" г. Сопча и его промышленного использования (Мончегорский плутон) // Вестник МГТУ, том 5, №1, 2002 г. с. 85-90
55. Петрографический кодекс. Издание третье. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 194 с.
56. Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. (Материалы третьего заседания Научно-методического совета по программе «Платина России») // Сб. науч. Трудов. – т. II. Кн. 1, 2. – М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. – 203 с.
57. Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В. «Металлогения гидротермально-метасоматических образований». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 560 с. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Том. 354.
58. Припачкин П. В., Рундквист Т. В. Геологическое строение и платиноносность юго-западной части массива предгорий Вурэчуайвенч (Мончегорский комплекс, Кольский полуостров) // Руды и металлы. 2008. № 5. С. 61-68.
59. Припачкин П. В., Рундквист Т. В. Геологическое строение и платиноносность восточной части сопчинского пласта «330» (Мончегорский плутон, Кольский полуостров). // Руды и металлы. №1 2007. С. 44 –50.
60. Припачкин П. В., Рундквист Т. В. Платинометалльные объекты субширотной ветви Мончеплутона: геология и особенности локализации ЭПГ-оруденения // Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Сборник материалов проекта, выпуск II. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. С. 69-82
61. Припачкин П. В., Костенко Л. С.. Платинометалльные объекты расслоенных зон субширотной ветви Мончегорского плутона и Мончетундровского массива. // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. /Сборник статей./ Редактор академик РАН Ф.П. Митрофанов. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2005. С. 85-95
62. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Виноградов А.Н., Голионко Г.Б., Петров В.П., Пожиленко В.И., Радченко М.К. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:500000). СПб., «Наука», 1992. 110 с.
63. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. В 2-х частях. Под ред. Ф.П. Митрофанова и В.Ф. Смолькина. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 2004. 344 с.
64. Рундквист Т.В. , Баянова Т.Б. , Сергеев С.А. и др. Палеопротерозойский расслоенный платиноносный массив Вурэчуайвенч (Кольский полуостров): новые результаты U-Pb (ID-TIMS,SHRIMP) бадделеита и циркона // Доклады академии наук. 2015. Т. 464, № 1. С. 67-73

65. Рундквист Т. В., Вурсий Г. Л. Некоторые геохимические особенности сульфидного платинометалльного оруденения субширотной ветви Мончегорского плутона и Мончетундровского массива. // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. /Сборник статей./ Редактор академик РАН Ф.П. Митрофанов. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2005. С. 96-104.
66. Рундквист Т. В., Припачкин П. В. К вопросу о геологическом строении и платиноносности восточной части Мончегорского плутона, Кольский полуостров // Руды и металлы. 2009. № 4. С. 15-24.
67. Рундквист Т. В., Припачкин П. В., Вурсий Г. Л. Некоторые особенности сульфидного платинометалльного оруденения Сопчинского пласта «З30». Обогащение руд, №2, 2007, с. 34-38
68. Рундквист Т. В., Припачкин П. В. К вопросу о геологическом строении и платиноносности восточной части Мончегорского плутона, Кольский полуостров // Руды и металлы. 2009. № 4. С. 15-24.
69. Рундквист Т. В., Припачкин П. В., Гребнев Р. А. Особенности взаимоотношений интрузивных тел в зоне контакта ультрамафит-мафитовых комплексов Мончегорский и Главного хребта (Участок «Южносопчинский», Кольский полуостров) // Литосфера, 2012, № 3, с. 65–79
70. Рундквист Т. В., Припачкин П. В., Гребнев Р. А. Севостьянов А.Ю., Мирошникова А.Я. Геологическое строение и особенности локализации платинометалльного оруденения в восточной части Южносопчинского мафит-ультрамафитового массива, Кольский полуостров // Руды и Металлы, 2011, № 5, с. 58–68
71. Рундквист Т. В., Припачкин П. В., Гребнев Р. А. Севостьянов А.Ю., Мирошникова А.Я., Гайфутдинова А.М. Новые данные о сульфидной и платинометалльной минерализации на юго-востоке Мончегорского рудного района (участки Южносопчинский и Морошковое озеро). Материалы Научной сессии, посвящённой Дню российской науки и 55-летию Кольского отделения РМО. Геологический институт КНЦ РАН, Кольское отделение РМО, 8 февраля 2011 г. / Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: К & М, 2011. 75 с.
72. Рутштейн С.М. Геологическое строение и оруденение для трех основных массивов Монча-тундры. // Хибинские Апатиты, Часть VI, Л.: ОНТИ СВНХ, 1933, с. 168-175.
73. Седых Ю.Н., Ступак В.М., Скопенко Н.Ф., Тюльпанова Г.Я. Новые данные о геологическом строении и перспективах рудоносности центральной части Мончегорского рудного района // // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. (Платиноидное сырье России XXI в.) / Сб. научн. Трудов. – Т. III. – Кн. 1 и 2 – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999а. – с. 173-190

74. Серов П.А., Баянова Т.Б., Чашин В.В., Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С. Новые Sm-Nd возрастные данные для магматизма и метаморфизма Мончегорского рудного узла // Материалы IV Международной научно - практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, 16 – 20 февраля 2015 г., Санкт - Петербург, ФГУП «ВСЕГЕИ». – СПб.: Изд - во ВСЕГЕИ, 2015, с. 471-474
75. Семенов С.В. Особенности и условия формирования Fe-Ni-Cu сульфидного и платинометалльного оруденения в расслоенном массиве Луккулайсваара / Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. СПб.: Изд-во Политехн. ун-та, 2010. С. 100-133.
76. Смолькин В.Ф. Тессалина С.П. Проблемы происхождения расслоенных интрузий палеопротерозоя по данным изотопных исследований // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минералогия Северо-Запада России. Материалы Всероссийской конференции. – Петрозаводск 2007
77. Субботин В.В., Корчагин А.У., Савченко Е.Э. Платинометалльная минерализация Федорово-Панского рудного узла: типы оруденения, минеральный состав, особенности генезиса // Вестник Кольского научного центра РАН, №1, 2012 г. с. 55-67
78. Турченко С.И. Природа платинометалльного оруденения в палеопротерозойской расслоенной интрузии Панских тундр (Кольский полуостров) // Платина России. Сборник научных трудов. Т VII. Красноярск, 2011. С. 395-405.
79. Уэйджер Л., Браун Г. (1970) Расслоенные изверженные породы. М.: Мир. 552 с.
80. Хашковская Т.Н., Королева Е.В., Максимов В.И., Дедеев А.В., Козырев С.М., Иванченко В.Н., Дедюхин А.Н. Минералого-технологические исследования благороднометалльного оруденения Мончегорского района // Разведка и охрана недр. 2006. № 8. С. 37-43.
81. Чашин В. В., Митрофанов Ф. П. Палеопротерозойская Имандра-Варзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный магматизм и минералогия. Геодинамика и тектонофизика, 2014, том 5, выпуск 10, с. 231-256
82. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный Мир, 2006. 364 с.
83. Шарков Е.В. Магматические комплексы арктической части Балтийского щита // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология / Главные редакторы Д.А. Додин, В.С. Сурков. СПб, ВНИИОкеангеология, 2002, с.267-279
84. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Беязцкий Б.В., Чистяков А.В., Федотов Ж.А. Время формирования Мончетундровского разлома (Кольский полуостров) по данным Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систематик метаморфических парагенезисов // Геохимия. 2006. № 4. С. 355-364.

85. Шарков Е.В. Смолькин В.Ф. Чистяков А.В. Галкин А.С., Харрасов М.К. Геология и металлогения Мончегорского расслоенного рудоносного комплекса // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / Главные редакторы Д.А. Додин, В.С. Сурков. СПб, ВНИИОкеангеология, 2002, с.485-495
86. Шарков Е.В. Чистяков А.В. Металлогения двух крупнейших раннепалеопротерозойских расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов Балтийского щита // Минерагения Докембрия: Материалы Всероссийской конференции, сборник докладов – Изд-во КарНЦ РАН, Петрозаводск 2009
87. Щипцов В.В., Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н. Минерагения Онежского рудного района: основы прогнозирования месторождений стратегических видов минерального сырья и новых их типов в Карельском регионе // В сборнике «Проблемы минерагении России», Издание ГЦ РАН., Москва, 2012, с. 67-85
88. Яковлев Ю.Н., Докучаева В.С., Свияжников Ф.И. Мончегорский район – рудная база цветной и платинометальной промышленности XXI в. // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. (Платиноидное сырье России XXI в.) / Сб. научн. Трудов. – Т. III. – Кн. 1 и 2 – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999а. – с. 161-172
89. Alapieti T.T., Karki A.J., Early palaeoproterozoic (2,5-2,4) Tornio-Narankavaara layered intrusion belt and related chrome and platinum-group element mineralization, Northern Finland // Field trip guidebook, prepared for the 10th platinum symposium in Oulu, Finland, 2005. 101 p.
90. Alapieti T.T., Lahtinen J. J. Stratigraphy, petrology and platinum-group mineralization of the early proterozoic Penikat layered intrusion, Northern Finland // Economic Geology, Vol. 81, 1986, pp. 1126-1136
91. Barkov A.Y., Fleet M. An unusual Association of hydrothermal platinum-group minerals from the Imandra layered complex, Kola Peninsula, Northwestern Russia // The Canadian mineralogist, Vol. 42, 2004, pp. 455-467
92. Barkov A.Y., Thibault Y., Laajoki Kauko V.O., Melezhik V.A., Nilsson L.P. Zoning and substitutions in Co-Ni-(Fe)-PGE sulfarsenides from the mount General'skaya layered intrusion, Arctic Russia // The Canadian mineralogist, Vol. 37, 1999, pp. 127-142
93. Barnes S.-J., Gomwe T.S., The Pd Deposits of the Lac des Iles Complex, Northwestern Ontario // Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, 2011, v. 17, p. 351–370
94. Dedeev A.V., Khashkovskaya T.N., Galkin A.S. PGE mineralization of the Monchegorsk layered mafic-ultramafic intrusion of the Kola Peninsula // In “The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements” by Cabri L.J., CIM Special Volume 54, 2002, pp 569-579

95. Iljina M., Hanski E. Layered mafic intrusions of the Tornio-Narankavaara belt // In: Precambrian Geology of Finland, Amsterdam, Elsevier B.V., 2005, p. 101-138
96. Latypov R.M., Alapieti T.T., Chistyakova S.Y. PGE reefs as an in situ crystallization phenomenon: case study of the Nadezhda gabbro-norite body, Lakkulaisvaara intrusion, Fennoscandian Shield, Russia // Mineralogy and petrology, vol 92, 2008, pp. 211-242
97. Maier W.D. Platinum-group element (PGE) deposits and occurrences: Mineralization styles, genetic concepts and exploration criteria // Journal of African Earth sciences, Vol. 41, 2005, pp 165-191
98. Maier W.D. Geology and Petrogenesis of Magmatic Ni-Cu-PGE-Cr-V Deposits: An Introduction and Overview // Mineral Deposits of Finland, 2015, Pages 73-92
99. McDonough, W.F., Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. Chem. Geol. 120, 223–253
100. Smolkin V.F. The Paleoproterozoic (2.5–1.7 Ga) Midcontinent rift system of the northeastern Fennoscandian Shield // Canadian Journal of Earth Science., 1997, v. 34, p. 426-443
101. Sharkov E.V., Chistyakov A.V. The Early Paleoproterozoic Monchegorsk Layered Mafite-Ultramafite Massif in the Kola Peninsula: Geology, Petrology, and Ore Potential // Petrology. 2012, volume 20, number 7, pp 607-640 (на русском)
102. Sharkov E.V., Chistyakov A.V., Smolkin V.F., Belyatskii V.B., Fedotov Zh.A. Age of the Moncha Tundra fault, Kola Peninsula: Evidence from the Sm-Nd and Rb-Sr isotopic systematics of metamorphic assemblages // Geochemistry International. 2006. T. 44. № 4. C. 317-326.
103. Schissel Don, Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U., Basal platinum-group element mineralization in the Fedorov Pansky layered intrusion, Kola Peninsula, Russia// Economic Geology, Vol. 97, 2002, pp. 1657-1677
104. Tolstikhin I.T., Dokuchaeva V.S., Kamensky I.L., Amelin Yu. 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 // Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 56, 1992, pp. 987-999
105. The Stillwater Complex: A review of the geology by I. S. McCallum
<http://serc.carleton.edu/files/NAGTWorkshops/petrology03/McCallum.Stillwater.doc>
106. Turchenko S.I. Precambrian metallogeny relates to tectonics in the eastern part of the Baltic Shield // Precambrian Research, vol. 58, 1992, pp. 121-141