

ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»
(СПбГУ)

Кафедра геологии месторождений полезных ископаемых.
Сутягин Никита Анатольевич

**Геологическое строение и малосульфидная платинометальная минерализация рудной
зоны «В» участка Восточное Чуарвы Восточно-Панского расслоенного массива (на
примере скважины Р-455)**

Бакалаврская работа
по направлению «Геология и гидрогеология»

«К ЗАЩИТЕ»
Научный руководитель:
ст. преподаватель С.И. Корнеев

«__» _____ 2019

Заведующий кафедрой:
к.г.-м.н., доцент. И.А.Алексеев

«__» _____ 2019

Санкт-Петербург
2019 г.

Оглавление

Введение.....	3
Глава 1. Обзор месторождений, связанных с расслоенными интрузиями	5
§ Бушвельдский массив	5
§ Массив Стиллиутер	8
§ Мончегорский плутон.....	9
Глава 2. Геологическое строение района.....	13
§ Общее геологическое строение Кольского полуострова.....	13
§ Имандра-Варзугская структура.....	16
Глава 3. Геологическое строение Федорово-Панского массива.....	20
§ Западно-Панский блок	22
§ Восточно-Панский массив.....	23
§ Участок Восточное Чуарвы	33
Глава 4. Геолого-петрографическое строение разреза участка Восточное Чуарвы по профилю скважины Р-455	35
Глава 5. Малосульфидная платинометальная минерализация рудной зоны «В»	51
§ Платинометальная минерализация	56
Глава 6. Распределение Pt, Pd, Au, Cu, Ni и S в породах разреза скважины Р-455	63
Выводы.	69
Обсуждение результатов.....	70
Список литературы:	71

Введение

МПГ являются одними из важнейших металлов XXI века. «Они играют важнейшую роль в валютных запасах государства и определяют современный уровень научно-технического прогресса в промышленности и новейших технологиях».¹ Постоянное увеличение спроса на данное сырье, актуализирует вопрос о поиске новых месторождений элементов платиновой группы.

Федорово-Панский интрузив пироксенит-норит-габброноритовой формации является одним из наиболее перспективных объектов в России на обнаружение в нем промышленных запасов комплексных платинометалльных руд малосульфидного типа.²

Целью настоящей работы является изучение геологического строения и вещественного состава малосульфидной платинометалльной минерализации, и вмещающих пород рудной зоны «В» Восточно-Панского расслоенного массива (на примере скважины Р-455).

Для достижения этой цели были поставлены следующие задачи:

- геолого-петрографическая характеристика и построения разреза по скважине Р-455;
- изучение состава малосульфидной платинометалльной минерализации;
- выявление особенностей распределения благороднометалльной минерализации по разрезу рудной зоны «В» (на примере скважины Р-455);
- выявление поисковых признаков на данный тип оруденения

Актуальностью настоящей работы является впервые проведенное детальное изучение минерального состава и распределения элементов платиновой группы в рудной зоне «В» Восточно-Панского расслоенного массива.

Научная литература, документация керна скважин Р-455, фотографии образцов керна были предоставлены С.И. Корнеевым.

Фондовые материалы, результаты пробирного (на Pt, Pd, Au) и атомно-адсорбционного анализов (на Cu, Ni, S) проб керна предоставлены С.И. Корнеевым

В ходе выполнения работы были проведены следующие исследования:

- изучение фондовых и литературных материалов;
- изучение образцов керна (шт.) и фотографий керна (фото);
- фотографирование и сканирование петрографических шлифов, образцов керна и прозрачно-полированных шлифов;
- петрографическое изучение пород (33 шлифа, 20 прозрачно-полированных шлифов),

¹ Чернышов Н.М. Перспективы платиноносности Воронежского кристаллического массива // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 242-257.

² Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др. Кольский глубинный коллизиион: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении. Вестник Санкт-Петербургского ГУ. 1997.. № 3. С. 5-18.

составление геологических разрезов по скважинам Р-455;

- минераграфическое изучение прозрачно-полированных шлифов на электронном микроскопе Leica DM 2500P (20 шт.);

- изучение особенностей распределения содержаний Cu, Ni, S, Pt, Pd, Au по разрезускважин Р-455 со статистической обработкой данных в программе «Statistica8.0»;

- исследование составов рудных и породообразующих минералов с использованием микрондового анализа проводились в РЦ “Микроскопии” СПбГУ на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N;

- анализ и интерпретация полученных результатов.

Автор выражает свою признательность всему коллективу геологического факультета, в особенности преподавательскому составу кафедры ГМПИ за отзывчивость и консультации по любым возникавшим вопросам. Особую благодарность автор выражает, научному руководителю С.И. Корнееву за предоставление материалов, литературы, всестороннее содействие и помощь в написании данной работы. Также выражаю огромную благодарность за предоставленную возможность работы с материалом главному геологу ОАО «Центрально-Кольская экспедиция» О.В. Казанову.

Глава 1. Обзор месторождений, связанных с расслоенными интрузиями

Крупнейшие расслоенные интрузивы представлены на всех докембрийских щитах - Канадском, Бразильском, Австралийском, Южно-Африканском, Балтийской, Алданском.³ Классическими примерами являются Бушвельд (Южная Африка) и Стиллиуотер (США).

§ Бушвельдский массив

Бушвельдский массив, крупнейший в мире расслоенный интрузив, является эталонным в группе расслоенных массивов.

Его площадь составляет около 65000 км², является лополитом, мощностью от 7 до 9 км. В плане имеет форму овала вытянутого на 430 км в субширотном направлении и на 260 км в субмеридиональном. Возраст массива составляет 2061±24 млн. лет⁴. Вмещающими породами являются AR граниты и сланцы, доломиты, кварциты трансваальской серии.

В разрезе лополита (снизу вверх) выделяют следующие зоны⁵:

- *Краевая*, сложенная пироксенитами и (на непосредственном контакте) норитами, зона содержит непромышленное вкрапленное медно-никелевое оруденение;
- *Базальная (Нижняя)*, мощность от 600 до 1050 м. в восточной части массива, до 1700 м. – в северной. Состоит из переслаивания ультрамафических пород, включая дуниты, гарцбургиты, бронзиты, в верхней части зоны появляется горизонт хромитов. Верхняя граница проводится по исчезновению в разрезе оливина, как существенной фазы;
- *Критическая*, мощностью до 1000 м., состоящая из чередование норитов, анортозитов, бронзитов.

Нижняя часть зоны представлена 800 м. бронзитов, в пределах верхней части, мощностью 1000 м., устанавливается 8 циклов, состоящих их частичной или полной последовательности снизу вверх от ультрамафических кумулатов (гарцбургиты, хромиты, бронзиты) через нориты к анортозитам. Мощности циклов от первых до сотен метров. В верхней подзоне, устанавливается 20 хромитовых прослоев, мощностью, около 2 м., в т.ч. платиноносный риф UG-2; наиболее мощным из них является «главный хромитовый горизонт» (нижний пласт

³ Sharkov E.V., Bogatkov O.A., Krasivskaya I.S., 2000. The role of mantle plumes in the early Precambrian tectonics of the eastern Baltic Shield. *Geotectonics* 34 (2), 85–106 с.

⁴ Sharkov E.V., Bogatkov O.A., Krasivskaya I.S., 2000. The role of mantle plumes in the early Precambrian tectonics of the eastern Baltic Shield. *Geotectonics* 34 (2), 82–98 с.

⁵ Sharkov E.V., Bogatkov O.A., Krasivskaya I.S., 2000. The role of mantle plumes in the early Precambrian tectonics of the eastern Baltic Shield. *Geotectonics* 34 (2), 81–96 с.

Стиллпорт) в основании подзоны, мощностью 1,2 м., а так же два «побочных» рифа – Плэттриф и Бастард.

Главной особенностью критической зоны является ее выдержанность по всей мощности Бушвельдского массива. Еще одной черта — присутствие расслоенных трубок гортонолитовых дунитов, содержащих богатую платинометальную минерализацию.⁶

Главная, расчленяемая на 4 субзоны (А-D), имеет мощность 3 км в западной части и 5 км — в восточной, сложена норитами, габбро-норитами и анортозитами. В зоне слабо проявлена тонкая ритмичная расслоенность. В породах верхней части зоны широко представлены тела, богатые Fe-Ti оксидами ультрамафических пегматитов, образованных ферродунитами и верлитами.

Верхняя, мощностью 2 км, сложенная в нижней части габбро, троктолитами, анортозитами и в верхней – ферродиоритами, анортозитами, троктолитами; зона содержит до 26 горизонтов высокованадистых титаномагнетитовых руд.⁷

Все три крупных месторождения элементов платиновой группы приурочены к Критической зоне.

Риф Меренского приурочен к верхней части Критической зоны и представляет собой пачку тонкого переслаивания норитов, пироксенитов, хромититов и анортозитов мощностью 1-5 м., где ведущую роль играют грубозернистые плагиоклазовые бронзититы (собственно риф).⁸ Отмечается, что расположенный несколько выше рифа Меренского, сходный построению риф Бастард, практически не содержит элементов платиновой группы. Особенностью строения рифа является наличие в нем необычных синмагматических просадочных структур – «потолей», диаметром 10-200 м., иногда до 1 км, и глубиной от нескольких до десятков метров, с которыми часто связано повышенное содержание сульфидов и ЭПГ⁹. С «потолями» обычно ассоциируют линзообразные тела габбро-пегматитов. Предполагается, такие просадки возникали на месте разгрузки восстановленных флюидов на дне магматической камеры над формирующимися метасоматическими трубками гортонолитовых дунитов, характерных для Критической зоны.

В породах рифа Меренского присутствуют хромит, коричневая роговая обманка, хлорсодержащий флогопит, хлорапатит, графит, небольшие сегрегации гранофилов, а также обильная сульфидная вкрапленность. Платиновая минерализация представлена бреггитом,

⁶ Шарков Е. В. «Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения» Научный Мир, 2006 г. с. 65

⁷ Додин Д.А., Чернышов Н.М., Полферов Д.В., Тарновецкий Л.Л. Платинометалльные малосульфидные месторождения в ритмично расслоенных комплексах //Платинометалльные месторождения мира. М.: ЗАО «Геоинформмарк».1994. Т. 1. 279 с.

⁸ Вагнер П.А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. М.-Л.: Цветметиздат, 1932.

⁹ Додин Д.А., Чернышов Н.М., Полферов Д.В., Тарновецкий Л.Л. Платинометалльные малосульфидные месторождения в ритмично расслоенных комплексах //Платинометалльные месторождения мира. М.: ЗАО «Геоинформмарк».1994. Т. 1. 58-60с.

куперитом, мончеитом, лаурином, котульскитом, сперрилитом, Pt-Fe- сплавами, электрумом и др., которые находятся в сростании с сульфидами, реже с хромитом и силикатами⁸. Среднее содержание платиноидов в рифе Меренского высокое и, по разным данным колеблется от 5,9 до 8,1 г/т. Среди элементов платиновой группы платина и палладий резко преобладают над другими платиноидами

В средней части критической зоны, среди пироксенит-норит-анортозитовых циклов отмечаются умеренные содержания ЭПГ (1-5 мг/т), а указанное Pd/Pt отношение < 0.5.

Хромититовый горизонт UG-2 приурочен к верхней части Критической зоны между залегающим ниже, хромититовым горизонтом UG-1, и рифом Меренского. Мощность горизонта варьирует от 0,15 до 2,25 м. по простиранию, он представлен одним или несколькими слоями, прослеживаемыми, как на западе, так и на востоке, разделенными пироксенитовыми прослоями. Главными или наиболее распространенными разновидностями МПГ являются сульфиды состава Pt-Pd-Cu, (брэггит, куперит, висоцкит), платино-железистые твердые растворы, золото и электрум¹⁰. Редкие разновидности МПГ представлены, арсенидами и сульфоарсенидами (сперрилит, платарсит, холингуортит, ирарсит, рутенарсенид, эрлихманит). Концентрация платиновых металлов в горизонте UG-2 составляет в среднем 4.9 – 10.03 г/т. Здесь Pd/Pt отношение составляет в среднем от 0.36 до 0.67.

Платриф залегает вдоль восточного края Потгитерсрусского массива, являющийся самостоятельной частью Бушвелдского комплекса, обычно рассматривается как часть Критической зоны. Платриф – мощное, более чем 100- метровое плоское тело грубозернистых плагиоклазовых ортопироксенитов. Иногда его мощность увеличивается до 150 – 200 м. Тело падает на запад под углом 80-500. Состоит из серии пироксенитовых горизонтов, различающихся по составу компонентов. Пироксениты Платрифа содержат различные количества ксенолитов, главным образом доломитов.¹¹

Главные сульфидными минералами, представленными в Платриффе, в порядке распространения являются пирротин, пирит, пентландит и халькопирит, в небольшом количестве кубанит, сфалерит, борнит, миллерит, куприт, галенит. Сульфиды распространены неравномерно, а их количество редко превышает 5%. Минералы МПГ и золота представлены Pt-Pd сульфидами, теллуридами, арсенидами, Pt-Pd твердыми растворами и электрумом. Экономически значимые месторождения платины и палладия связаны с высокими концентрациями никеля и меди, превышающими 1000 г/т. Среднее содержание ЭПГ в

¹⁰ Шарков Е. В. «Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения» Научный Мир, 2006 г. с. 65

¹¹ Шарков Е. В. «Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения» Научный Мир, 2006 г. с. 65

Платрифе 5.3 г/т. Отношение Pd/Pt в увеличивается снизу вверх и составляет около.¹²

§ Массив Стиллиуотер

Массив Стиллиуотер, один из крупнейших в мире расслоенных интрузивов, расположен в пределах выступа кристаллического фундамента Северо-Американской платформы, в юго-западной части Скалистых гор (южной границе штата Монтана) и контролируется глубинным разломом Майкл-Крик северо-западного простирания.¹³

Представляет собой линзообразное тело, около 48 км на (7-2) км. Общая площадь 450 км²., круто падающие на северо-запад, под углом 70-80°. Кристаллизовался как пологозалегающие тело, современное крутое залегание расслоенности, как результат наложенных тектонических процессов. На юг он прорывает Архейские гнейсы, превращенные в роговики (в непосредственном контакте), на севере перекрыт осадками нижнего кембрия, залегающего на его эродированной поверхности. Является самым древним из рассматриваемых интрузивов этого типа – возраст массива Стиллиуотер по U-Pb датировкам составляет 2719±76 млн. лет., по Sm-Nd – 2701±8 млн. лет.¹⁴

В строении массива принимают участие ультрамафиты и мафиты ряда гарцбургит-габбро, расчленяемые на 3 серии:

- *Базальную*, в непосредственном эндоконтакте с фундаментом, представлена мелкозернистыми норитами и габброноритами. Снизу вверх сменяющиеся среднезернистыми бронзитами, затем гарцбургитами, мощность зоны около 165м. Содержит бедное вкрапленное медно-никелевое оруденение (месторождение Моуат);
- *Ультрамафитовую*, мощностью около 1050 м. нижние две трети разреза - ритмично чередующиеся дуниты, хромиты, гарцбургиты, бронзиты. Верхняя – единый мощный горизонт брнзитов, с малой вкрапленностью Cu-Ni сульфидов (петрогрфически аналог Базальной зоны Бушвельда);
- *Полосчатую (Норитовая)*, мощностью около 810м, определяется появлением куммулятивного Pl с ОРх. Хорошо развита ритмичная слоистость, образованная чередованием слоев бронзитов, норитов, анортозитов, трактолитов,

¹² Додин Д.А., Чернышов Н.М., Полферов Д.В., Тарновецкий Л.Л. Платинометалльные малосульфидные месторождения в ритмично расслоенных комплексах //Платинометалльные месторождения мира. М.: ЗАО «Геоинформмарк».1994. Т. 1. 279 с.; Лазаренков В. Г., Петров С.В., Таловина И.В. «Месторождения платиновых металлов», Москва, Недра 2002. 267 с.

¹³ Шарков Е. В. «Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения» Научный Мир, 2006 г. с. 65

¹⁴ Lamber D.D., Morgan J. W., Walker R.J. et al. Rhenium-osmium and samarium-neodymium isotopic systematics of the Stillwater complex // Science. 1989. V. 244. N2909. P. 1169-1174.

плагиоклазовых ультрабазитов.

Анортозитовую зону, мощностью около 1900 м., в ней наблюдается 3 слоя (по 400-500 м), единственным минералом кумклуса является Pl. Между ними располагаются по два прослоя габбро. В основании зоны залегают трактолиты.

Верхнюю габбровую зону, мощность 640 м., образованную чередованием мощных лейкократовых с маломощными прослоями анортозитов.

Предполагаемая первоначальная мощность интрузива 8000 м., общая мощность обнаруженной части 6000 м. (перекрыта палеозойскими осадками).¹⁵

Рудная минерализация представлена месторождениями хромита, платиноидами, золотом. МПГ располагаются в породах Базальной и Ультрамафитовой зон. Среднее содержание МПГ металлов в Стиллиуотерском массиве составляет 21,8 г/т. Оруденение носит родий-платино-палладиевый характер, на долю палладия приходится 73%, платины - 21%, родия - 2,8%. Главными сульфидами в порядке распределения являются пентландит, пирротин, халькопирит; второстепенными - пирит, ковеллин, молибденит, МПГ. Сульфиды присутствуют в породах троктолит-анортозитового ряда в виде простых и сложных фаз и в виде зональных зерен или глобул размером от 0,1 мм до 2,0 см. Они располагаются в интерстициях между зернами плагиоклаза или включены в них. Из числа сульфидных минералов пентландит образует, самостоятельные зерна около 5 мм в диаметре и встречается в виде продуктов распада в пирротине.

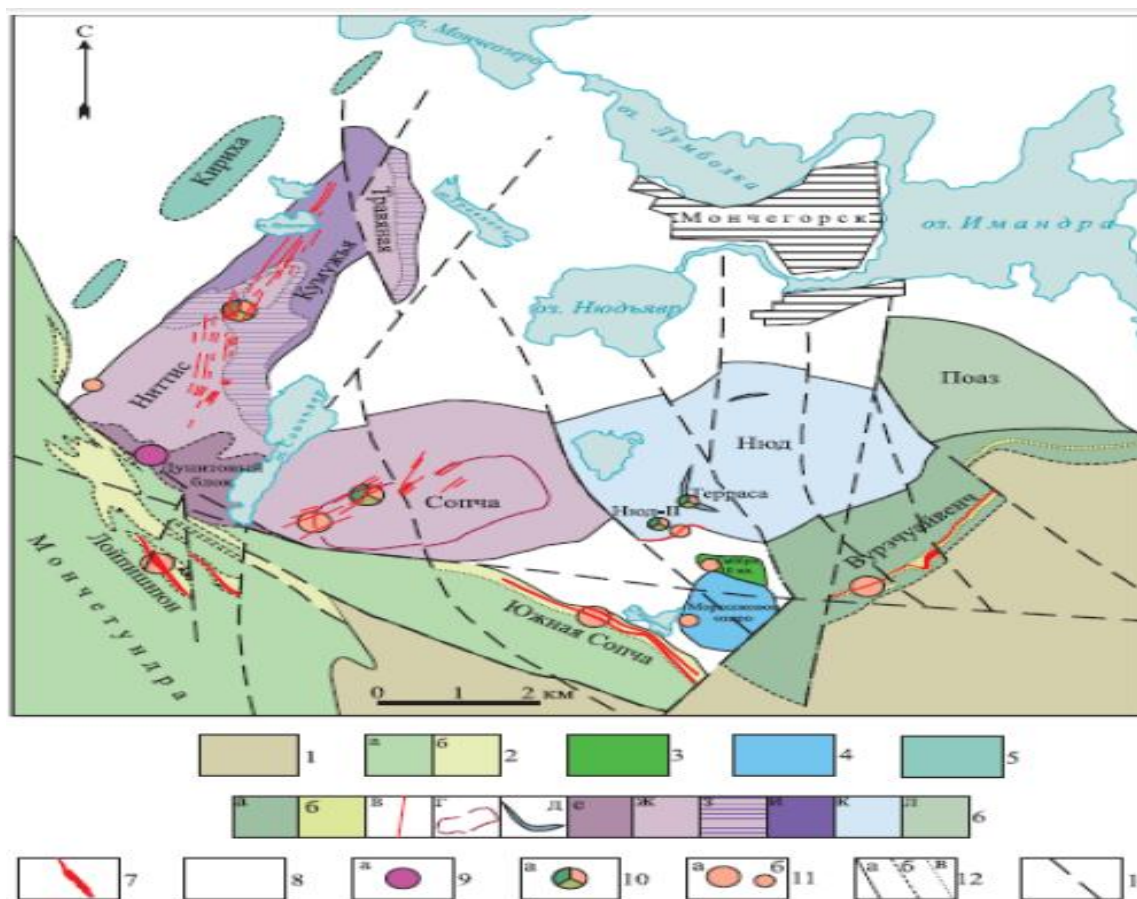
§ Мончегорский плутон

В плане имеет серпообразную форму, при общей площади около 65 км². Его субмеридиональная ветвь, длиной около 7 км, образована горами Ниттис, Кумужья и Травяная (НКТ), а субширотная, длиной около 9 км – горами Сопча, Нюд и Поаз (Рис. 1).

Каждая из ветвей плутона имеет в целом строение, контакты под углами 20-40° погружаются к осевым частям прогибов дна, а расслоенность ориентирована субгоризонтально. Мощность плутона в пределах НКТ варьирует от 500 м (гора Травяная) до 1500 м. (гора Ниттис), а в пределах горы Сопча – от 1200 до 1500 м. массив разбит разломами на несколько тектонических блоков, смещенных друг относительно друга.¹⁶

¹⁵ Hess H.H. Stillwater igneous complex, Montana // Geol.Soc.Amer. 1960.Mem. 80. 230 p

¹⁶ Шарков Е. В. «Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения» Научный Мир, 2006 г. с. 65



Рис

. 1 Схема размещения месторождений и проявлений в пределах Мончеплутона и его обрамления.¹⁷

Условные обозначения:

2 - Мончетундровский массив: верхняя зона-метагаббро, метагаббро-нориты и анортозиты средне-крупнозернистые (а), нижняя зона-нориты и ортопироксениты мелко-среднезернистые (б); 3 - кварцовое метагаббро массива 10-й аномалии; 4 - нориты лейко-мезократовые массива Морошковое озеро; 5 - габбро-нориты массива Кириха; 6 - Мончеплутон: метагаббро-нориты (а) и плагиоклозиты (б) предгорий Вурэчуайвенч, сульфидные жилы (в), пласт 330-го горизонта (г) «критический горизонт» (д), Дунитовый блок (е), ортопироксениты (ж), переслаивание ортопироксенитов и гацбургитов (з), гацбургиты (и), нориты (к), габбро-нориты (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 - платино-медно-никелевых руд, 11 - малосульфидных платинометальных руд; 12 - геологические границы: достоверные(а), предполагаемые (б), фациальные (в); 1-разрывные нарушения Мончеплутона и его обрамления.

В разрезе интрузива выделяются три зоны:

¹⁷ Митрофанов Ф. П., Чашин В. В. Палеопротерозойская Имандра-Варзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный магматизм и минерация. Геодинамика и тектонофизика, 2014, том 5, выпуск 10, с. 231-256

Перидотитовая зона, 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. Сульфидная минерализация в количественном выражении до 3–5 % представлена пирротинном, пентландитом и халькопиритом в бронзититах, пентландитом, халькопиритом и миллеритом в дунитах и гарцбургитах. Особенностью минерального состава оруденения 330-го пласта является ассоциация сульфидов с оксидными минералами – магнетитом и хромитом. ЭПГ присутствуют как в виде собственных минеральных фаз, так и в форме изоморфных примесей в сульфидах. Среди собственных минеральных фаз установлены меренскиит и два интерметаллических соединения: (Pd, Pb) и (Pd, Rh, Cu).¹⁸

Пироксенитовая зона наиболее ярко и масштабно представлена в пределах НКТ и Сопчи, значительно уменьшаясь в мощности от 600-700 м до 200-300 м на Ньюде и Поазе. Сложена она 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.¹⁹

Основной чертой строения зоны пироксенитов является присутствие в верхней части ее разреза на горе Сопча 2-3-метрового «Перидотитового», или “330 горизонта” 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.²⁰

Норитовая зона состоит из среднезернистых мезократовых ортопироксен-

¹⁸ Митрофанов Ф. П., Чашин В. В. Палеопротерозойская Имандра-Варзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный магматизм и минерагения. Геодинамика и тектонофизика, 2014, том 5, выпуск 10, с. 231-256

¹⁹ Митрофанов Ф. П., Чашин В. В. Палеопротерозойская Имандра-Варзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный магматизм и минерагения. Геодинамика и тектонофизика, 2014, том 5, выпуск 10, с. 221-245

²⁰ Митрофанов Ф. П., Чашин В. В. Палеопротерозойская Имандра-Варзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный магматизм и минерагения. Геодинамика и тектонофизика, 2014, том 5, выпуск 10, с. 240-256

плагноклазовым кумулатов, слагающих верхнюю часть разреза восточной части плутона, причем нориты преобладают на Ньюде, а габбронориты – на Поазе (Шарков Е.В., 2006). Плагноклаз 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.

Глава 2. Геологическое строение района

§ Общее геологическое строение Кольского полуострова

Территория Мурманской области находится в пределах северо-восточной части Балтийского кристаллического щита и представляет собой фрагмент Лапландско-Кольско-Карельской геологической провинции. С начала протерозоя (1600 млн. лет назад) начинается процесс поднятия Балтийского щита, который сопровождается непрерывным разрушением горных пород под влиянием экзогенных процессов, приводивших к понижению рельефа, это восполнялось, равным образом, новым подъемом. В результате на поверхности постепенно оказались глубинные сложно преобразованные породы докембрийского (архейского и протерозойского) возраста (их изучение — возможность расшифровать все этапы геологической эволюции Земли и тем самым познать закономерности формирования различных месторождений полезных ископаемых).²¹

Значительная часть Балтийского щита была сформирована в мезоархейское и в основном в неоархейское время, представлена тоналит-трондьемит-гнейсо-мигматитовыми комплексами основания и разнообразными метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами чехла, пронизанными телами гранитоидов. Эти породы на территории Кольского полуострова (возраст 3.2-2.7 млрд. лет) слагают архейские домены: Мурманский, Кольско-Норвежский, Инари, Беломорско-Терский. Они разделены или включают, межкратонные (энсиматические) и внутрикратонные (энсиалические) зеленокаменные пояса неоархея (2.94-2.60 млрд. лет).²²

В тектоническом отношении Балтийский щит подразделяется на три геоблока: Карело-Кольский; Свекофеннский (Шведско-Финский), Свеко-Норвежский.

Блоки разделены структурами I порядка: трансскандинавской субмеридиональной зоной Торнквиста и зоной Раахе–Ладога северо-западного простиранья. Восточный (Карело-Кольский) блок образован наиболее древней архейской корой, Центральный (Свекофеннский) имеет сумийский возраст фундамента (около 2.4 млрд. лет), Западный (Свеко-Норвежский) блок, сформировался в ятулийско-людиковийское время (1.9 – 1.7 млрд. лет). В пределы России почти целиком попадают Карело-Кольский и юго-восточная часть Свекофеннского геоблоков.

В составе Карело-Кольского геоблока выделены три вытянутые в северо- западном направлении мегазоны, различающиеся по составу и строению слагающих их геологических

²¹ Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др. Кольский глубинный коллизон: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении. Вестник Санкт-Петербургского ГУ. 1997.. № 3. С. 5-18.

²² там же

комплексов: Кольский и Карельский гранит-зеленокаменные кратоны, между которыми располагается Беломорский складчатый пояс (Рис.2). Карельская мегазона сложена позднеархейскими и раннепротерозойскими метаморфическими комплексами.

Беломорская мегазона простирается вдоль юго-западного побережья Белого моря. Вдоль границы Беломорской и Карельской мегазон простирается Северо-Карельская (Куоло-Выгозерская) шовная зона, обычно включаемая в состав Карельской.

Расположенная северо-восточнее Беломорской Кольская мегазона надвинута на последнюю по Беломорско-Лапландскому тектоническому шву, представляющему собой зону развития наиболее глубоко метаморфизованных образований архейского возраста (Лапландско-Умбинский гранулитовый пояс).²³ Кольская мегазона подразделяется на три продольных мегаблока: Северо-Кольский (Мурманский), Центрально-Кольский (Кольский или Кольско-Норвежский) и Южно-Кольский (Терско-Лотгинский или Беломорский), разделенные глубинными разломами и раннепротерозойскими мобильными поясами (супракрустальными террейнами) Северо-Кейвской (Колмозеро-Воронья) зеленокаменной, Лапландской (Лапландско-Колвицкой) гранулитовой и Печенгско-Имандра-Варзугской рифтогенной шовными зонами.

В пределах Северо-Кольского (Мурманского) мегаблока развиты плагиоклазовые, плагиоклаз-микроклиновые граниты и гранодиориты, содержащие реликты двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов (возраст метаморфизма датируется цифрой более 2,5-3,0 млрд. лет). Эти ортометаморфические породы, возникшие за счет преобразования магматических (вулканических и/или плутонических) пород среднего состава в условиях амфиболитовой - гранулитовой фаций, имеют архейский возраст и рассматриваются как древнейший субстрат (комплекс основания, протогора) Мурманского блока.

В пределах Центрально-Кольского мегаблока древнейшее плагиогранито-гнейсовое основание выходит на поверхность локально, на некоторых участках его восточного сегмента. Блок сложен в основном мощным (более 3-4 км) слоистым комплексом пар - и ортометаморфических пород, объединяемых в кольскую серию (одновозрастную с беломорской): гнейсами и, в меньшей степени, метаконгломератами и кварцитами, лептитами и амфиболитами с пачками магнетитовых сланцев и слюдистых кварцитов, нередко несущих промышленные скопления железных руд.

²³ Додин Д.А., Чернышов Н.М., Полферов Д.В., Тарновецкий Л.Л. Платинометалльные малосульфидные месторождения в ритмично расслоенных комплексах //Платинометалльные месторождения мира. М.: ЗАО «Геоинформмарк». 1994. Т. 1. 279 с.; Терехов Е. Н. Лапландского-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы балтийского щита, 2007г.

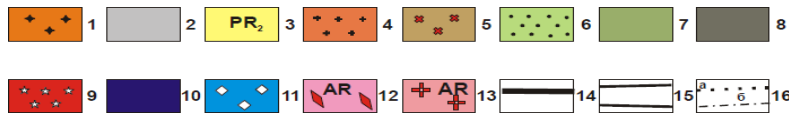
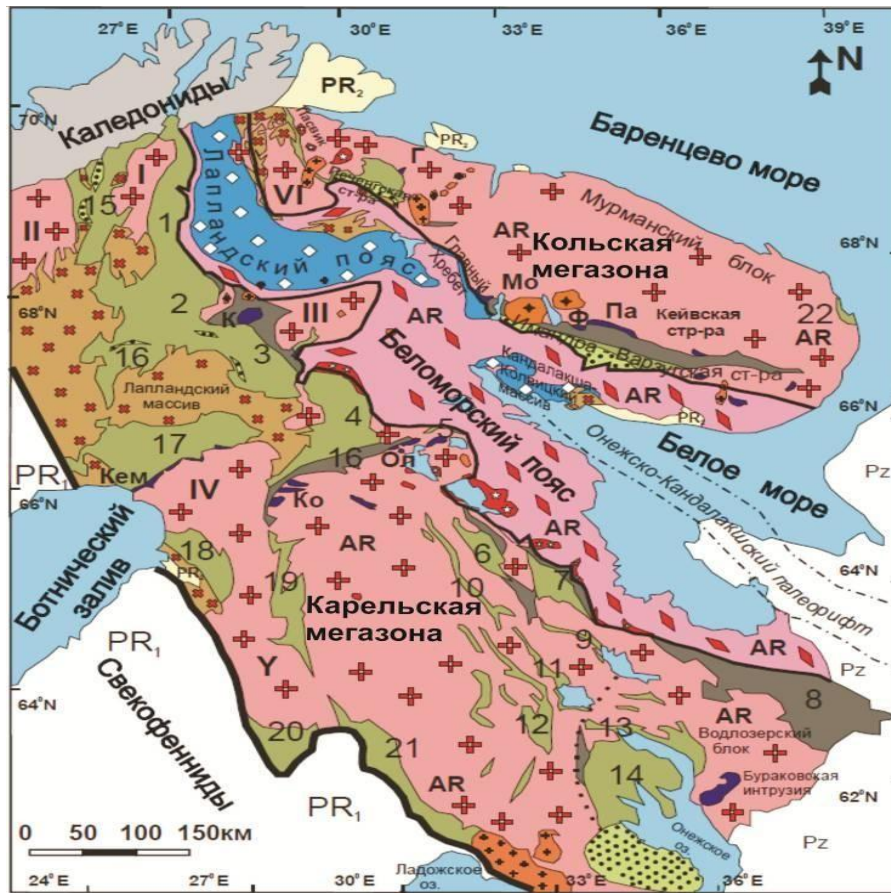


Рис. 2 Схема геологического строения восточной части Балтийского щита (Карело-Кольская геотектоническая провинция) (по Терехову Е.Н.)²⁴

Условные обозначения:

1 – девонские интрузии; 2 – каледониды; 3 – рифейский чехол; 4 – постскладчатые и анорогенные интрузии (1,8-1,55 млрд. лет); 5 – синскладчатые гранитоиды (1,9-1,8 млрд. лет); 6-8 – карельский комплекс: 6 – калевий, 7 – ятулий-сариолий, 8 – сумий; 9 – доскладчатые граниты (2,5-2,4 млрд. лет); 10 - расслоенные интрузии; 11 – гранулиты Лапландско-Умбинского пояса (2,6-1,8 млрд. лет); 12 – мигматит-амфиболитовый комплекс Беломорского пояса (3,0-1,8 млрд. лет); 13 – гранито-гнейсы и зеленокаменные пояса (нерасчлененные) архейского докарельского фундамента; 14 – граница Свекофенской и Карело-Кольской геотектонических провинций; 15 – контур Лапландско-Беломорского подвижного пояса; 16 – границы: а – древнейшего блока земной коры

²⁴ Терехов Е. Н. Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы балтийского щита, 2007г.

(Водлозерского), б – Онежско-Кандалакшского палеорифта. Архейские глыбы: I – Яргул, II – Курина, III – Савукоски, IV – Пудосярви, V – Иисалми, VI – Инари. Троги карелид: 1 – Карасйок, 2 – Кительский, 3 – Салла, 4 – Куоляярвинский, 5 – Кукаозерский, 6 – Шомбозерский, 7 – Лехтинский, 8 – Ветреного Пояса, 9 – Выгозерский, 10 – Чирко-Кемский, 11 – Сегозерский, 12 – Селецкий, 13 – Медвежегорский, 14 – Онежский, 15 – Каутокейна, 16 – Куусамо, 17 – Перапохиа, 18 – Похинмаа, 19 – Кайнуу, 20 – Саво, 21 – Янис-Ярвинский, 22 – Усть-Понойский. Расслоенные массивы: Г – горы Генеральской, Мо – Мончегорский, Ф – Федоровский, Па – Панский, Ол – Олангской группы, К – Койтелайнен, Ко – группа Койлисмаа, Кем – группа Кеми.

§ Имандра-Варзугская структура

В течение раннего протерозоя на коре континентального типа развивался наиболее крупный на Балтийском щите Печенгско-Варзугский пояс, протягивающийся на 600 км через весь Кольский полуостров. Самые известные грабеноподобные структуры выделяются в виде Имандра-Варзугской и Печенгской систем, разделенных Кольским центральным поднятием, а более мелкие фрагменты – в виде структур Кеулик-Кенирим, Пасвик, Тюльпвыд, Полмак (Северная Финляндия, Северная Норвегия). Обособленно находятся Усть-Понойская структура (побережье Белого моря) и хр. Серповидный (Западные Кейвы). Имандра-Варзугская структура простирается на 350 км от западного побережья оз. Имандра до оз. Бабье (Рис. 3) на востоке, имеет форму грабен - синклинали, сильно расширенной (до 50 км) в центре и выклинивающуюся на флангах до 10 км.²⁵ Северная граница определяется краевым Панско-Бабьегорским разломом, или Хибинским плутоном (палеозойского возраста), южная - системой Варзугского и других разломов взбросо - надвигового характера. Для структуры характерна асимметричность, обусловленная наличием северной зоны моноклиналильного строения и южной - со сложным блоковым строением, разделенные продольным Умбореченско-Вилмуайским разломом. Поперечными Цыганским и Стрельнинским разломами разделена на 3 сегмента.

²⁵ Загородный В.Г., Предовский А. А., Басалаев А. А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид (Геология, геохимия, история развития). Л., Наука, 1982. 279 с.

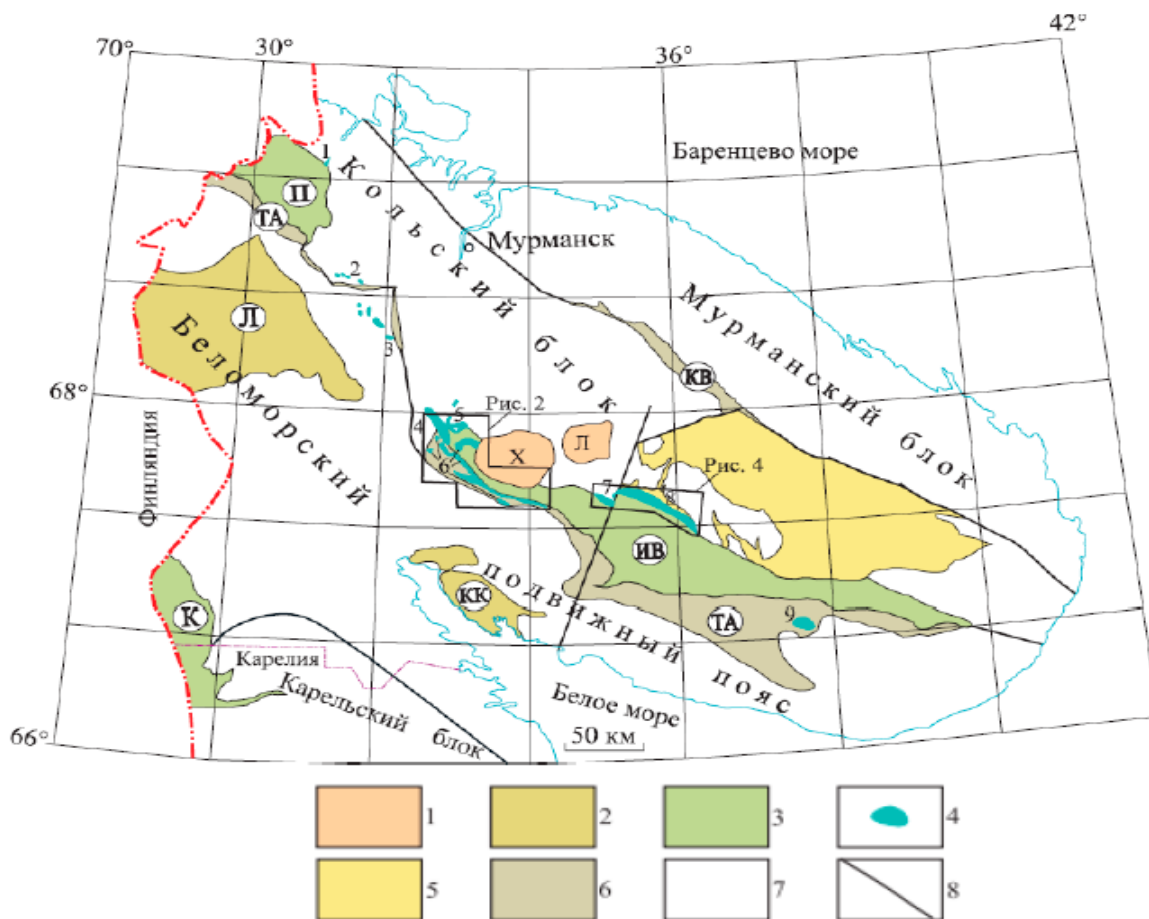


Рис. 3. Схема расположения Имандра-Варзугской структуры (по Чашину В.В. и Митрофанову Ф.П.)²⁶

Условные обозначения:

1 – палеозойские плутоны нефелиновых щелочных сиенитов и фойдолитов: Хибинский (Х), Ловозерский (Л); 2 – гранулитовые пояса: Лапландский (Л), Кандалакшко-Колвицкий (КК); 3 – палеопротерозойские рифтогенные структуры: Печенгская (П), Имандра-Варзугская (ИВ) и Куолярвинская (К); 4 – ультрабазитовые интрузии с возрастом около 2,45-2,52 млрд. лет: г. Генеральская (1), Солозеро (2), Улитаозерская (3), Мончетундровская (4), Мончеплутон (5), Имандровский комплекс (6), Федорова тундра (7), Панские тундры (8), Песочная (9); 5 – неoarхейская Кейвская структура с щелочными гранитами в ее обрамлении; 6 – неoarхейские зеленокаменные пояса: Колмозеро-Воронинский (КВ), Терско-Аллареченский (ТА); 7 – архейские метаморфические и ультраметаморфические образования; 8 – разрывные нарушения.

Имандра-Варзугская структура имеет наиболее полный разрез, слагающих ее осадочно-вулканогенных пород, начинающимся с сумия. Весь объем осадочно-вулканогенных образований ИВС делится на десять циклических пар в ранге свит, которые объединены в три серии: стрельнинскую (сумий), варзугскую (сарюлий и ятулий) и томингскую (людиковий и калевий). Осадочно-вулканогенные образования ИВС характеризуют временной интервал

²⁶ Митрофанов Ф. П., Чашин В. В. Палеопротерозойская Имандра-Варзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный магматизм и минерогения. Геодинамика и тектонофизика, 2014, том 5, выпуск 10, с. 231-256

проявления геологических процессов от 2550 до 1880 млн. лет, т.е. на протяжении почти 700 млн. лет. В основании свит залегают осадочные породы, а в верхах – вулканогенные. Осадочные образования представлены метаморфизованными граувакками, аркозами, кварцитами, доломитами, углеродистыми сланцами, иногда с конгломератами в основании. Суммарная мощность осадочных образований достигает 4 км. Вулканыты представлены широким спектром пород от низкотитанических пикритов и базальтов до андезитов, дацитов и риолитов с преобладанием базальтов. Они связаны с развитием в сумийское время трещинных щитовых вулканов, которые сменялись центральными на конечных стадиях циклов. Суммарная мощность вулканитов составляет около 11 км. Ориентировочно кислые вулканиты завершающего этапа были сформированы 1,85-1,76 млрд. лет.²⁷

Теперь перейдем к детальному рассмотрению магматических комплексов:

1.) Перидотит-ортопироксенитовый комплекс

Небольшие массивы перидотит-ортопироксенитового комплекса (Смолькин В. Ф. 1985; Смолькин В. Ф., 1992) находятся в тесной пространственной связи с базальтами. Эти массивы имеют широкое распространение в районе гор Кеулик-Кенирим и частично встречаются в районе гор Тюльпвыд. Интрузивные тела данного комплекса также выходят за пределы грабенов и наблюдаются на некотором удалении от них, располагаются вблизи продольных разломов.

Массивы перидотит-ортопироксенитового комплекса несут в себе черты малоглубинных образований. Вероятнее всего, они внедрялись синхронно извержению толеитовых базальтов или в конце вулканических циклов. Исходя из вещественного состава, можно утверждать, что они не были подводными каналами для вулканических центров, а представляют собой поздние дифференциаты толеит-базальтового расплава. Отжимание расплава фрагментарно происходило по продольным разломам, отделяющим с юга Имандра-Варзугскую впадину.

2.) Андезит-базальтовый комплекс

Ранний базальтовый вулканизм сменялся мощными извержениями расплавов различного состава, сформировавших дифференцированную серию от пикробазальтов до риолитов. Их суммарная мощность превышает мощность нижележащих базальтов в 2,5-3,5 раза. Они встречаются вместе с серицитовыми кварцитами, аркозовыми и граувакковыми метапсаммитами, особенности состава которых указывают на значительное расширение области сноса в результате формирования крупного поднятия.

²⁷ Щеглов А. Д., Москалева В. Н., Марковский Б. А., и др. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита.; Под ред Щеглова А.Д. – СПб: Недра, 1993. –244 с.

Породы этого комплекса развиты на всей территории Имандра-Варзугской структуры. В центральном блоке выделяются три группы покровов: нижняя, пикробазальтовая и базальтовая, средняя и верхняя, в основном андезибазальтовая с дацитами и риолитами в верхних частях.²⁸

3.) Перидотит-ортопироксенит-габброноритовые комплексы

Является одним из главных комплексов для понимания магматизма раннего этапа рифтогенеза. Породы этих комплексов представлены как в северном (Панские и Федоровы тундры), так и в южном (имандровский комплекс) бортах Имандра-Варзугской структуры, а также на западном ее замыкании (Мончегорский).

Расслоенные интрузии северного борта Имандра-Варзугской структуры являются крупными плутонами, которые занимают площадь от 65 км² (Мончегорский) до 200 км² (Панских тундр). Эти интрузии внедряются в породы гранитно-гнейсового фундамента, оказывая на них термальное воздействие, и имеют тектонический контакт с породами стрельнинской серии. Своим положением они фиксировали разрывные нарушения, отделяющие с севера рифтовую зону уже на начальном этапе ее заложения.²⁹

Расслоенные интрузии южного борта Имандра-Варзугской структуры (имандровский комплекс) невелики, по площади не превышает 10 км². В их строении участвуют породы габброидной серии-нориты, пойкиллитовые нориты, плагиопироксениты.

4.) Гранитоидные комплексы

Наиболее ранние проявления магматизма в Кольской рифтогенной системе приурочены к появлению интрузий щелочных гранитов и сиенитов (кейвский комплекс), диоритов и гранодиоритов, которые часто встречаются в пространственной и временной близости к расслоенным ультрамафит-габбровым комплексам.³⁰ Интрузии щелочных гранитов приурочены к опирающим и параллельным зонам разломов в бортах Имандра-Варзугской структуры.

Изучив строение Имандра-Варзугской структуры можно сделать заключение о том, что магматизм раннего этапа эволюционировал по составу от однородных комплексов толеитовых базальтов и перидотитов-ортопироксенитов к сложным по набору пород и строению комплексам андезибазальтов и перидотит-ортопироксенит-норитов и затем к щелочным гранитам и гранитам повышенной щелочности, что хорошо отражает гомодромную в целом направленность развития магматизма.

²⁸ Загородный В.Г., Предовский А. А., Басалаев А. А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид (Геология, геохимия, история развития). Л., Наука, 1982. 279 с.; Смолькин В. Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. Л., Наука, 1992. 200 с.

²⁹ Щеглов А. Д., Москалева В. Н., Марковский Б. А., и др. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита.; Под ред Щеглова А.Д. – СПб: Недра, 1993. –244 с.

³⁰ Проскураков В. В., Увадьев Л. И., Воинова О. А. Лампроиты Карело-Кольского региона. – Докл. АН СССР, 1990, т. 314 № 4, с. 940-943

Глава 3. Геологическое строение Федорово-Панского массива

Федорово-Панский массив габбронорит-габбро-анортозитов представляет собой один из наиболее крупных на Балтийском щите расслоенных интрузивных комплексов перидотит-пироксенит-габброноритовой формации (формационная классификация ВСЕГЕИ, 1978). Он приурочен к зоне сочленения двух крупных региональных тектонических структур – Центрально-Кольского геоблока, сложенного архейскими метаморфическими и интрузивными комплексами кристаллического фундамента, и нижнепротерозойской структуры Имандра-Варзуга, которая в современных палеогеодинамических построениях интерпретируется как палеорифт карельского возраста. Изотопное датирование (U-Pb метод по цирконам) различных фрагментов Федорово-Панского комплекса дает возраста в интервале 2470 ± 9 – 2501.5 ± 1.7 млн. лет и устанавливает принадлежность интрузивного комплекса к карельскому этапу тектонического развития территории, в ходе которого формировалось вулканогенно-осадочное наполнение структуры Имандра-Варзуга.³¹

Серия тектонических нарушений разделяет Федорово-Панский комплекс на четыре массива: Федоровых тундр, Ластъявр, Западно-Панский и Восточно-Панский (Рис. 4). Каждый из них обладает индивидуальным составом и особенностями геологического строения, массивы демонстрируют разную последовательность проявления кумулюсных ассоциаций в разрезе, различные геохимические и петрохимические тренды. По этой причине характер первичных взаимоотношений между массивами остается дискуссионным. Сформулированы два основных подхода к данному вопросу. Первый предполагает, что массивы являются самостоятельными интрузивными телами, связанными между собой близким временем формирования и, вероятно, единым магматическим источником.³²

Альтернативные модели³³ предполагают, что массивы являются фрагментами некогда единого интрузивного тела, разобращенными в ходе наложенных тектонических событий. Различия в геологическом облике объектов объясняются тем, что на современную эрозионную поверхность выведены фрагменты различных уровней расслоенности. В схеме корреляции разрезов Западно- и Восточно-Панского массивов, предложенной С.М. Карповым сопоставление производится по МПГ-минерализованному Верхнему Расслоенному горизонту Западно-Панского массива, в качестве эквивалента которого в Восточно-Панском массиве

³¹ Карпов С. М. «Геологическое строение Панского интрузива и особенности локализации в нем комплексного платинометалльного оруденения» Дис. канд. геол.-минерал. наук : 25.00.11 : Апатиты, 2004 207 с.

³² Войтехович В.С., Казанов О.В., Калинин А.А. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на платинометалльное оруденение в восточной части массива Панских тундр в 2006-2008 гг. ООО «Кольская горно-геологическая компания», г.Апатиты, ноябрь 2008 г.

³³ Карпов С. М. «Геологическое строение Панского интрузива и особенности локализации в нем комплексного платинометалльного оруденения» Дис. канд. геол.-минерал. наук : 25.00.11 : Апатиты, 2004 207 с.

рассматриваются расслоенные породы нижней части разреза, также несущие платинометальную минерализацию.

Независимо от принимаемой генетической модели, пространственная близость массивов, одновременность их формирования, приуроченность к одной тектонической структуре и похожий вещественный состав позволяют отнести их к единому Федорово-Панскому интрузивному комплексу. В этом контексте термин «массив» не имеет строгого генетического толкования и применяется к изолированным расслоенным телам основных пород, обладающим самостоятельными чертами геологического строения, позволяющими отличить их от соседних массивов.³⁴

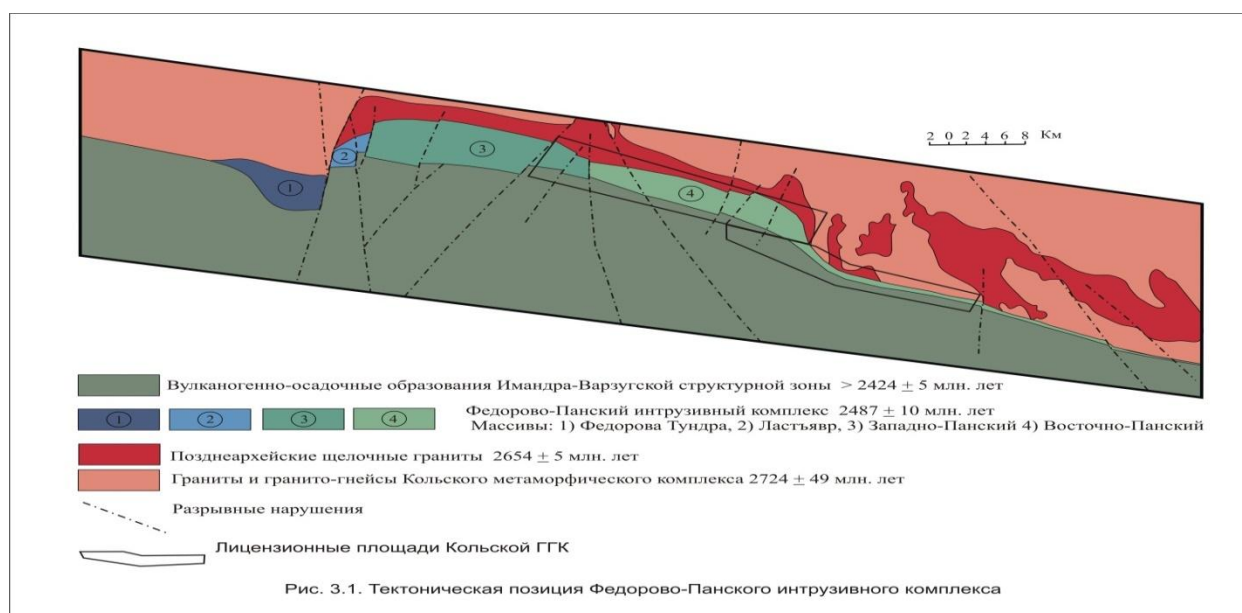


Рис. 4. Тектоническая позиция Фёдорово-Панского интрузивного комплекса.

Массив Фёдорово-Панских тундр имеет пласто-лополитообразную форму и на современном уровне эрозионного среза представлен фрагментами северной части лополита. Он вытянут в северо-западном направлении почти на 80 км при ширине выходов на поверхность от 600 м до 5-7 км и мощности порядка 3,8-5,0 км (Рис. 5). Падение его юго-западное под углами от $30-50^\circ$ на западе и в центре до $50-80^\circ$ на юго-востоке, с глубиной они выполаживаются. По гравиметрическим и магнитным данным, массив Фёдорово-Панских тундр прослеживается на

³⁴ Войтехович В.С., Казанов О.В., Калинин А.А. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на платинометальное оруденение в восточной части массива Панских тундр в 2006-2008 гг. ООО «Кольская горно-геологическая компания», г. Апатиты, ноябрь 2008 г.

значительное расстояние под осадочно-вулканогенными породами Имандра-Варзугской рифтогенной структуры до глубины 4-5 км, сохраняя юго-западное падение.³⁵

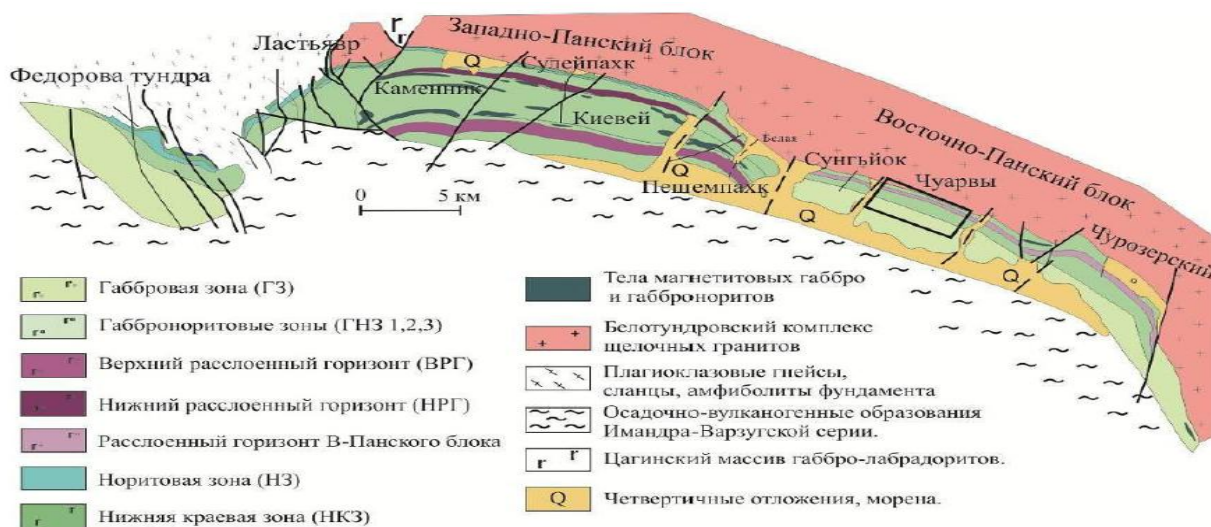


Рис. 5 Геологическая карта Федорово-Панского ультрамафит-мафитовогорасслоенного массива (Карпов С. М. 2004).

§ Западно-Панский блок

Наиболее мощная (до 5 км) часть массива, протяженность которой составляет около 25 км. Особенностью Западно-Панского блока является преимущественно габброноритовый состав пород и однородное сложение, на фоне которого выделяются два уровня ритмичной расслоенности контрастных по составу пород – нижний и верхний расслоенные горизонты, а также маломощные прослои анортозитов и магнетитосодержащих габбро. Расслоенные горизонты образованы тонким чередованием различных по составу пород: габброноритов, норитов, лейкократовых габбро, анортозитов, плагиопироксенитов.³⁶ В разрезе Западно-Панского блока выделяется четыре крупных элемента расслоенности: нижняя краевая зона, нижняя, средняя и верхняя подзоны габброноритовой зоны.³⁷

Платинометальное оруденение Западно-Панского блока выявлено на семи уровнях, из них три главных продуктивных горизонта (сверху-вниз): первый, среднестатистическая сумма

³⁵ Додин Д.А., Чернышов Н.М., Полферов Д.В., Тарновецкий Л.Л. Платинометальные малосульфидные месторождения в ритмично расслоенных комплексах //Платинометальные месторождения мира. М.: ЗАО «Геоинформмарк».1994. Т. 1. 279 с.

³⁶ Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр 2000г.

³⁷ Войтехович В.С., Казанов О.В., Калинин А.А. Отчет о результатах поисково- оценочных работ на платинометальное оруденение в восточной части массива Панских тундр в 2006-2008 гг. ООО «Кольская горно-геологическая компания», г.Апатиты, ноябрь 2008 г.

содержаний платиноидов и золота – 18,97 г/т; второй – 9,24 г/т и пятый – 6,84 г/т³⁸. Горизонты прослежены на 15 км, для них характерны приуроченность к зонам неоднородного строения и состава и устойчивая связь с лейкократовыми высокоглиноземистыми породами, содержащими 70-80% всего объема платиновой минерализации. Платинометалльное оруденение морфологически представлено бедным.³⁹

§Восточно-Панский массив

Восточно-Панский массив располагается к юго-востоку от Белотундровского разлома. От примыкающего Западно-Панского массива он отличается характером расслоенности, с резким преобладанием габбро в верхних частях разреза. Породы массива прослеживаются в юго-восточном направлении через всю лицензионную площадь. За ее пределами мощность разреза резко сокращается, и к востоку от р. Кукша породы массива слагают сужающуюся к юго-востоку полосу, протягивающуюся на расстояние еще не менее 25 км. Восточное замыкание массива неизвестно. В центральной части лицензионной площади неполная видимая мощность массива достигает 4.5 км.

Характер взаимоотношений пород Восточно-Панского массива с вулканитами структуры Имандра-Варзуга был зафиксирован в ходе работ Кольской ГГК (Калинин и др., 2005). Было установлено, что базальты кукшинской свиты геохимически идентичны породам основных даек, секущих Восточно-Панский массив, и должны рассматриваться в качестве единого комплекса вулканических и субвулканических образований, более молодого по отношению к породам Восточно-Панского массива. Образования дайкового комплекса, вероятно, выступали в качестве подводящих каналов к поверхностным излияниям кукшинских базальтов. Впоследствии более молодой возраст образований структуры Имандра-Варзуга был показан непосредственными наблюдениями контакта, вскрытого бурением на участке Юго-Восточная Пана.

В пределах Восточно-Панского расслоенного массива выделены крупные подразделения магматической стратификации двух иерархических уровней – зоны и подзоны (Рис. 6):

³⁸ Войтехович В.С., Казанов О.В., Калинин А.А. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на платинометалльное оруденение в восточной части массива Панских тундр в 2006-2008 гг. ООО «Кольская горно-геологическая компания», г.Апатиты, ноябрь 2008 г.

³⁹ Войтехович В.С., Казанов О.В., Калинин А.А. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на платинометалльное оруденение в восточной части массива Панских тундр в 2006-2008 гг. ООО «Кольская горно-геологическая компания», г.Апатиты, ноябрь 2008 г.

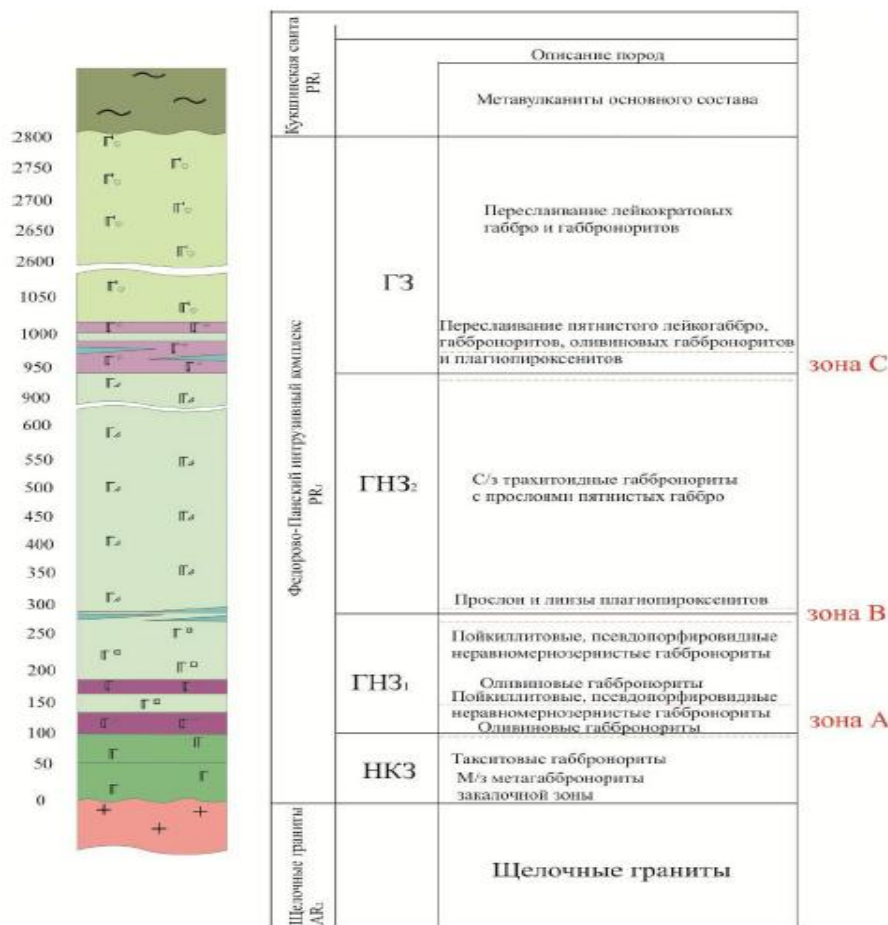


Рис. 6 Геологический разрез и положение зон МПГ минерализации Восточно-Панского массива (по Войтехович В.С)⁴⁰

- Нижняя краевая зона НКЗ
- Габброноритовая зона ГН
- нижняя подзона габброноритовой зоны ГНЗ1
- верхняя подзона габброноритовой зоны ГНЗ2
- Габбровая зона ГЗ
- нижняя подзона габбровой зоны ГЗ1
- верхняя подзона габбровой зоны ГЗ2

§ Нижняя краевая зона

⁴⁰ Войтехович В.С., Казанов О.В., Калинин А.А. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на платинометальное оруденение в восточной части массива Панских тундр в 2006-2008 гг. ООО «Кольская горно-геологическая компания», г. Апатиты, ноябрь 2008 г.

Породы *Нижней краевой зоны (НКЗ)* распространены вдоль контакта интрузива с гранитами рамы. В изученных пересечениях истинная мощность зоны достигает 200 м. Снизу вверх в разрезе зоны устанавливается до 3 породных пачек⁴¹:

1) Пачка тонкозернистых метагабброноритов. В данном интервале разреза характер пород закономерно меняется в зависимости от расстояния до контакта интрузива. Интервал разреза мощностью 10-12 м, непосредственно примыкающий к контакту интрузива, сложен микрозернистыми метагабброноритами часто неотчетливо сланцеватыми, с ориентировкой плоскостей сланцеватости параллельно контакту интрузива.

2) Пачка мелко-среднезернистых габброноритов, как правило, с неравномернозернистой или пойкилитовой структурой и такситовой текстурой, выраженной в присутствии участков неправильной формы, сложенных более крупнозернистыми пойкилитовыми габброноритами. Мощность пачки как правило около 80 м, но в области западного окончания массива в районе оз. Белое резко увеличивается. Ширина выхода пород пачки, установленная в результате картирования элювиальных развалов, достигает 300 м, истинная мощность не установлена вследствие отсутствия данных по углам залегания пород в этой части массива. Пачка мелко-среднезернистых габброноритов относительно монотонная.

3) Пачка такситовых габброноритов. Как правило, габбронориты средне-крупнозернистого сложения с четко проявленной такситовой текстурой. Типичной кумулюсной минеральной ассоциацией этих пород является пара плагиоклаз – бронзит, клинопироксен обычен в виде крупных ойкокрсталлов, в отдельных случаях до 20см длиной. Для данного интервала разреза характерно переслаивание контрастных по составу и структуре пород – от крупнозернистых-пегматоидных кварцевых габброноритов (участками до диоритов) до мелко- и среднезернистых меланократовых габброноритов, часто кварцсодержащих. Наибольшее петрографическое разнообразие наблюдается в кровле НКЗ, где к вышеописанным породам присоединяются пироксениты (вебстериты), кварцевые диориты и, редко, лейкократовое габбро.

§ Габброноритовая зона, нижняя подзона (ГНЗ1)

Нижняя подзона габброноритовой зоны распространена на всем протяжении интрузива. Наибольшая полная истинная мощность подразделения была установлена в центральной части участка Чурозерский, где составляет около 550м. Геологическое строение ГНЗ1 может быть представлено в виде следующей последовательности петрографических пачек:

⁴¹ Войтехович В.С., Казанов О.В., Калинин А.А. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на платинометальное оруденение в восточной части массива Панских тундр в 2006-2008 гг. ООО «Кольская горно-геологическая компания», г.Апатиты, ноябрь 2008 г.

1) Нижний оливиновый горизонт открывает разрез ГНЗ1. Как правило, нижняя граница резкая, в основании горизонта отмечаются прослойки меланократовых пород: меланократовых габброноритов, пироксенитов или их оливинсодержащих эквивалентов. Горизонт имеет сложное строение, обусловленное переслаиванием оливиновых габброноритов с безоливиновыми габброноритами. Оливиновые габбронориты этого уровня обычно представлены среднезернистыми разностями с пойкилитовой структурой, обусловленной крупными ойкокристаллами орто- и клинопироксенов. Для нижней части разреза пачки характерны меланократовые оливиновые габбронориты, участками до оливиновых пироксенитов и плагиоперидотитов. Породы верхней части разреза представлены оливиновыми габброноритами с меньшей долей оливина, как правило, около 20%. Мощность нижнего оливинового горизонта резко отличается в различных фрагментах массива, достигая предельных значений (60-70м) на участке Чуарвы. В отдельных пересечениях массива, например, в пределах участка Восточное Чуарвы, нижний оливиновый горизонт отсутствует.

2) Пачка габброноритов между нижним и верхним оливиновыми горизонтами представлена, в основном, среднезернистыми габброноритами. Мощность пачки достигает максимальных значений на участках Чурозерский и Чуарвы – 210 и 120м соответственно. От кровли к подошве пачки устанавливается следующая последовательность структурных характеристик пород: пойкилитовые габбронориты → неравномернозернистые габбронориты → псевдопорфировидные габбронориты. Вблизи кровли пачки данная последовательность осложняется появлением невыдержанных слоев, линз и пластово-секущих тел, представленных крупнозернистыми пироксенитами и кварцевыми габброноритами, часто в ассоциации с такситовыми и порфировидными габброноритами. К северу от месторождения Восточное Чуарвы, а также в пределах рудопроявления Безымянное этот фрагмент разреза характеризуется повышенной мощностью (до 80-100м) и выделяется в самостоятельную пачку – горизонт такситовых габброноритов.

3) Верхний оливиновый горизонт перекрывает псевдопорфировидные габбронориты предыдущей пачки и представлен мелко-среднезернистыми оливиновыми габброноритами с пойкилитовой структурой, переслаивающимися с безоливиновыми габброноритами похожего облика. В верхней части разреза пачки отмечаются лейкократовые оливиновые габбронориты, участками до троктолитов. От оливиновых пород нижнего горизонта породы пачки уверенно отличаются по ряду признаков: меньшее содержание оливина (как правило 10-20%, с тенденцией к уменьшению вверх по разрезу), почти полное отсутствие меланократовых разновидностей, преимущественно мелкозернистое сложение пород. Также принципиально различаются кумулусные ассоциации пород (см. Табл. 1). Мощность пачки достигает 70м

(западный фланг участка Чуарвы), обычно составляя 35-50м. Нижний контакт пачки резкий, участками в основании отмечаются прослой меланократовых габброноритов – плагиопироксенитов. Верхний контакт пачки постепенный, в переслаивании безоливиновых и оливинсодержащих пород снижается доля последних, одновременно в них уменьшается содержание оливина до 2-10%. В пределах блока Восточное Чуарвы верхний оливиновый горизонт не установлен. Его «стратиграфическим» эквивалентом здесь является толща мелкозернистых пойкилитовых габброноритов, аналогичных по структурно-текстурным особенностям, но содержащих лишь редкие зерна оливина. Очевидно, что данный эффект - это проявление латеральной неоднородности в пределах верхнего оливинового горизонта ⁴²

4) Габброноритовая пачка, перекрывающая верхний оливиновый горизонт. Ее максимальная мощность установлена в пределах участка Чурозерский, где она достигает 140 м.

Внутренняя структура пачки напоминает таковую для габброноритовой пачки, расположенной между верхним и нижним оливиновыми горизонтами: пойкилитовые габбронориты → неравномернозернистые габбронориты → псевдопорфировидные габбронориты. В тоже время последовательность проявления кумулусных ассоциаций несколько отличается (см. Табл. 1), характерными здесь являются пойкилитовые габбронориты – плагиоклазовые и плагиоклаз – клинопироксеновые кумулаты. В целом структура ГНЗ1 может быть описана в виде двух крупных ритмов расслоенности, начинающихся с оливиновых кумулатов и заканчивающихся псевдопорфировидными габброноритами с трехминеральной кумулусной ассоциацией. Внутри ритмов устанавливается закономерная смена ассоциаций кумулуса от высокотемпературных к низкотемпературным с последовательным добавлением новых минералов при движении снизу вверх в пределах одного ритма (см. Табл. 1).

⁴² Войтехович В.С., Казанов О.В., Калинин А.А. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на платинометальное оруденение в восточной части массива Панских тундр в 2006-2008 гг. ООО «Кольская горно-геологическая компания», г. Апатиты, ноябрь 2008 г.

Ритм	Породные пачки (сверху вниз)	Типовые породы	Кумулюсная минеральная ассоциация
2	4. Габбронориты	Неравномернозернистые и псевдопорфировидные габбронориты	Плагиоклаз+авгит+ бронзит
		Пойкилитовые габбронориты	Плагиоклаз+авгит
		Пойкилитовые лейкократовые габбронориты	плагиоклаз
	3. Верхний оливиновый горизонт	Пойкилитовые лейкократовые оливиновые габбронориты	Оливин + плагиоклаз
		Пойкилитовые оливиновые габбронориты	Оливин + плагиоклаз
	1	2. Габбронориты	Неравномернозернистые и псевдопорфировидные габбронориты
Пойкилитовые габбронориты			Бронзит+плагиоклаз
1. Нижний оливиновый горизонт		Пойкилитовые оливиновые габбронориты	Оливин+бронзит
		Оливиновые пироксениты - плагиоперидотиты	оливин

Табл.1 Идеализированная последовательность проявления пород и кумулюсных минеральных ассоциаций в разрезе ГНЗ1⁴³

Принципиальным фактом, определяющим облик ГНЗ1, является эрозионный характер его верхней границы. Первоначально это было установлено в пределах месторождения

⁴³ Войтехович В.С., Казанов О.В., Калинин А.А. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на платинометальное оруденение в восточной части массива Панских тундр в 2006-2008 гг. ООО «Кольская горно-геологическая компания», г.Апатиты, ноябрь 2008 г.

Восточное Чуарвы.⁴⁴ Впоследствии были получены многочисленные геологические свидетельства того, что подошва ГН32 может залегать несогласно по отношению к расслоенности ГН31, при этом граница ГН31-ГН32 может проникать на разные уровни расслоенности ГН31.

§ Габброноритовая зона, верхняя подзона (ГН32)

Представлена одной петрографической пачкой – средне-крупнозернистыми трахитоидными габброноритами. Пачка названа по преобладающей в ее составе петрографической разности. Мощность горизонта увеличивается от 350 м на западном фланге массива до 950-1000 м на восточном. Подошва ГН32 является наиболее узнаваемым структурным элементом, установлена во всех разрезах и служит в качестве стратиграфического маркера. Граница, как правило, резкая. Характерным признаком этой границы является исчезновение псевдопорфировидных или пойкилитовых габброноритов ГН31, место которых занимают средне- крупнозернистые габбронориты, в которых ортопироксен всегда находится в кумулюсной структурной позиции.

В пределах горизонта среднезернистых габброноритов наиболее распространены породы трех петрографических групп:

1.) Габбронориты – среднезернистые, редко крупнозернистые, с четко выраженным идиоморфизмом кристаллов ортопироксена и плагиоклаза (ортопироксен-плагиоклазовые, реже плагиоклаз-двупироксеновые кумулаты). Ориентированное расположение таблитчатых кристаллов плагиоклаза часто обуславливает трахитоидную текстуру, которая отличает эти породы от габброноритов нижележащих стратиграфических подразделений;

2) Габбро (лейкогаббро, лейкогаббронориты) – как правило, крупнозернистые, реже среднезернистые и пегматоидные. Породы имеют такситовый облик и пятнистую текстуру, определяемые неравномерным распределением лейкократовой и меланократовой компонент, вследствие чего состав меняется от собственно габбро, до лейкогаббро и анортозитов. Плагиоклаз является единственным кумулюсным минералом.

В интерстициях его зерен наблюдаются клинопироксен и кварц в ассоциации с магнетитом и ильменитом. В пределах горизонта пятнистые габбро образуют в различной

⁴⁴ Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Воинов А.С., Калинин А.А. Регионально распространенные метасоматиты докембрия Кольского полуострова (современное картографическое обобщение масштаба 1:1 000 000 - возраст, масштаб проявления и минерагеническое значение) // X Всероссийское петрографическое совещание «Петрография XXI века», Апатиты, 2005, с. 29-31.

степени выдержанные слои, линзы и обособления неправильной формы. Субсогласные слои габбро широко распространены в пределах всей наблюдаемой части горизонта. Для них характерны быстрое изменение мощности, расщепление на несколько мелких слоев, «выклинивание пальцами». Границы прослоев габбро с вмещающими габброноритами могут быть как резкими, так и постепенными. В последнем случае переходная зона часто представлена ортопироксеновыми габбро, содержащими до 10-15 % энстатита;

3.) Плагиопироксениты – единая петрографическая группа двупироксеновых кумулатов, породы которой варьируют по составу от плагиоветеритов до меланократовых габброноритов. Породы, как правило, среднезернистые, редко крупнозернистые. Образуют маломощные линзы, и невыдержанные слои в нижней части разреза горизонта среднезернистых габброноритов.

§ Габбровая зона, нижняя подзона (Г31)

Сложена преимущественно крупнозернистыми габбро с кумулульными ассоциациями авгит – плагиоклаз. Для лейкократовых разностей характерен кумулульный плагиоклаз и интеркумулульный клинопироксен. Подзона имеет мощность до 1100 м. В основании разреза габбровой зоны наблюдается пачка мощностью первые десятки метров тонкорасслоенных пород, среди которых отмечаются:

- оливиновые габбро и габбронориты (оливин-плагиоклазовые кумулаты);
- меланократовые габбронориты (до плагиопироксенитов)
- пойкилитовые трахитоидные габбронориты.

Породы близки по облику породам ГН32, но содержат интеркумулульный ортопироксен в виде ойкокрсталлов, цементирующих кумулульные зерна плагиоклаза.

§ Габбровая зона, верхняя подзона (Г32)

Подзона Г32 завершает разрез Восточно-Панского массива. Имеет видимую мощность до 1900 м и с угловым несогласием перекрыта метавулканитами кукшинской свиты. Разрез подзоны начинается с пачки переслаивания пижонитовых габброноритов (плагиоклаз бронзит/инвертированный пижонит – авгитовые кумулаты), лейкократовых габбро (плагиоклазовые кумулаты) и оливиновых габбро (оливин-плагиоклазовые кумулаты), выделенной под названием маркирующего пижонитового горизонта. Для пород этого уровня разреза характерна трахитоидная текстура. Мощность пачки достигает 470 м, уменьшаясь в

восточном направлении. Мощность отдельных прослоев пижонитовых габброноритов достигает 50 м. На восточном фланге массива пижонитовый горизонт не установлен.

Выше по разрезу подзоны распространены мелко-, средне- и крупнозернистые амфиболизированные габбро. Для пород этого уровня весьма характерна трахитоидная текстура. В центральной части разреза подзоны наблюдаются крупнозернистые магнетитовые габбро, содержащие до 10 % магнетита и ильменита. Магнетитовые габбро, очевидно, являются конечными дифференциатами массива, а уровень их появления областью встречной кристаллизации, известной во многих расслоенных интрузиях под названием «сэндвичевого горизонта».

§Дайковый комплекс

Дайковый комплекс детально изучен в районе месторождения Восточное Чуарвы, в пределах которого комплекс представлен одним крупным и серией мелких тел долеритов. Крупная дайка долеритов мощностью от 30 до 40 м прорывает расслоенные породы Восточно-Панского массива, простираясь в субширотном направлении с крутым падением к северу – северо-востоку (азимут падения север – северо-восток 0-20°, угол 75-80°). Дайка имеет согласное с ориентировкой контактов симметрично-зональное внутреннее строение.

§Тектонические нарушения

Серией крутопадающих тектонических нарушений северо-восточного простирания массив разбит на не менее восьми крупных тектонических блоков. Устанавливается сбросовый характер тектонических подвижек с амплитудой смещения отдельных блоков в первые сотни метров. В пределах каждого из блоков устанавливаются индивидуальные особенности геологического строения, обусловленные тем, что на поверхность выводятся фрагменты расслоенного комплекса разного уровня глубинности. Наиболее детально тектонические нарушения были изучены на площади месторождения Восточное Чуарвы, где кроме вышеописанной тектонической структуры, контролирующей размещение дайки габбродолеритов, установлены две группы тектонических нарушений: крутопадающие разломы северного – северо-восточного простирания и пологозалегающие срывы, приуроченные к интенсивно измененным породам эндоконтактной зоны массива.

§Платинометальная минерализация Восточно-Панского массива

В ходе поисковых работ на площади Восточно-Панского массива были установлены три платиноносных «стратиграфических» уровня, приуроченных к границам крупных подразделений расслоенности. В порядке появления снизу вверх в разрезе расслоенного массива они были названы «платинометальная зона А», «платинометальная зона В», и «платинометальная зона С». Помимо «стратиграфической» позиции каждая из зон характеризуется присущими только ей особенностями минерального состава и величинами отношения Pd/Pt.

- 1.) *Платинометальная зона А* приурочена к нижней части разреза или основанию ГНЗ1 (Рис. 6). Типоморфным признаком минерализации данного уровня являются высокие палладий-платиновые отношения в минерализованных пробах Pd/Pt=5-6, что определяет преимущественное развитие палладиевых минеральных фаз в составе руд. Малосульфидная платинометальная минерализация тяготеет к подошве и кровле нижнего оливинового горизонта. Минерализация крайне невыдержанна по падению и простиранию. Петрографический контроль распределения металлов платиновой группы отсутствует.
- 2.) *Платинометальная зона В* - платиноносный уровень разреза вблизи границы ГНЗ1 и ГНЗ2 (рис. 6). Для рудных объектов зоны В установлен контроль оруденения поверхностью раздела ГНЗ1 и ГНЗ2, при этом промышленно значимая часть минерализации преимущественно располагается в пределах кровли ГНЗ1. Характерной чертой минерализации данного уровня являются пониженные отношения Pd/Pt=1.5-2.5. Платинометальная минерализация не имеет жесткого петрографического контроля, располагаясь во всех типах пород, участвующих в строении приконтактовой части разреза. Платинометальная минерализация приурочена к интервалам убогой сульфидной вкрапленности (0.5-2%) халькопирит – пирротинового состава.
- 3.) *Платинометальная зона С* – которой понимается интервал разреза вблизи границы габброноритовой и габбровой зон, несущий специфическую высокоплатиновую малосульфидную минерализацию. К настоящему моменту зона изучена в западной части массива, в пределах участков Сунгийок, Чуарвы (западный фланг участка) и Восточное Чуарвы.

§ Участок Восточное Чуарвы

Платинометальное оруденение локализуется вблизи кровли горизонта пойкилитовых габброноритов (граница верхней и нижней подзон габброноритовой зоны). Горизонт сложен однородными мелкозернистыми пойкилитовыми габброноритами со шлирами, линзами и прослоями крупнозернистых плагиопироксенитов и кварцевых габброноритов, среднезернистыми габброноритами, оливиновыми габброноритами и средне-крупнозернистыми габбро. Пойкилитовые габбронориты перекрыты среднезернистыми габброноритами с прослоями габбро.

Оруденение вкрапленное малосульфидного платинометального типа. По условиям образования оруденение приурочено к зонам повышенной проницаемости, в которых и локализованы рудные тела сложной формы⁴⁵.

В распределении минерализации отсутствует литологический контроль, и фактор сульфидной минерализации существенного значения не имеет. Оруденение не имеет геологических границ, и его контуры определяются только по результатам опробования. Полезными компонентами являются платина, палладий, золото, медь и никель. Из них основными ценными являются платина и, в меньшей степени, палладий. Соотношение платины и палладия в рядовых пробах непостоянно. Поэтому, для оконтуривания рудных тел в качестве основного оценочного параметра использовано содержание условной платины, учитывающее палладий в каждой пробе. Переводной коэффициент для палладия определен как среднее соотношение мировых цен на платину и палладий за период 12.2005-5.2006 гг., включительно, с учетом извлечения платины (83.4 %) и палладия (81.9 %).

По условиям локализации оруденения относительно геологических границ в разведочных пересечениях рудные интервалы увязаны на разрезах⁴⁶. Положение рудных тел может быть следующее: а) полностью совпадать с породами; б) с одной или обеих сторон от контакта пород; в) комбинация вышеуказанного; г) внутри монотонной породы и без видимого контроля. Интерпретацию вдоль геологических границ на данной стадии работ нельзя считать однозначной, как и увязку геологических тел, особенно маломощных. Использование геологических границ в качестве границ рудных зон не представляется возможным, и контур продуктивных зон проведен по результатам опробования. Начало рудной зоны соответствует

⁴⁵ Войтехович В.С., Казанов О.В., Калинин А.А. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на платинометальное оруденение в восточной части массива Панских тундр в 2006-2008 гг. ООО «Кольская горно-геологическая компания», г.Апатиты, ноябрь 2008 г.

⁴⁶ Войтехович В.С., Казанов О.В., Калинин А.А. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на платинометальное оруденение в восточной части массива Панских тундр в 2006-2008 гг. ООО «Кольская горно-геологическая компания», г.Апатиты, ноябрь 2008 г.

началу статистически значимого оруденения, т. е. началу первой пробы с содержанием условной платины более 0.5 г/т, выход из рудной зоны – окончание последней. В соответствии с геологическим положением на месторождении выделены: рудная зона в пределах верхней части горизонта пойкилитовых габброноритов, названная Основная залежь, и отдельные линзы, расположенные выше или ниже по разрезу.

Общие размеры Основной залежи составляют по простиранию 1200 м, по падению – более 500 м. Залегание ее субсогласно общей расслоенности пород, с крутым падением на юго-запад под углом в среднем 70°. Форма залежи линзовидная, сложная с пережимами и раздувами мощности. В пределах профилей 463-465 между абсолютными отметками +160 и –30 оконтурено «пустое окно». Внутреннее строение (рудноность) также неоднородное и обусловлено незакономерным чередованием рудных тел и пустых прослоев, которые выделяются в соответствии с принятыми кондициями. Средние содержания основных полезных компонентов в рудных телах по скважинам также имеют высокую изменчивость. Зависимость мощностей рудных тел от содержаний условной платины, платины и палладия отсутствует. Форма рудных тел, в основном, линзовидная, с раздувами и пережимами мощности, т. е. морфология рудных тел в реальности гораздо сложнее.

Четкой закономерности распределения полезных компонентов в пространстве не установлено. На глубоких горизонтах проявлено плавное снижение содержаний основных компонентов к юго-востоку. Кроме того, с северо-запада на юго-восток происходит повышение палладий-платинового отношения с 2.0-2.2 до 2.3-2.5. В среднем химический состав руд соответствует кварцевым габброноритам.

На месторождении установлено 60 рудных минералов, более половины из них – минералы платиновых металлов и золота, остальные – сульфиды и оксиды цветных и черных металлов. 98 % ЭПГ, связанных с собственными минеральными формами, сосредоточены в зернах размером более 20 мкм. Наиболее крупными размерами из всех изученных МПМ выделяется брэггит – до 120×680 мкм. В классе >100 мкм установлены также высокоцит, котульскит и сперрилит. Более 90 % всех выявленных зерен размером >20 мкм срastaются с сульфидами. Оставшиеся локализованы вблизи сульфидов. Среднее содержание сульфидов по месторождению в целом – 0.6 мас.%. Оруденение представлено тонкой, неравномерной интерстициальной сульфидной и сульфидно-оксидной вкрапленностью, реже – минерализацией вкрапленно-гнездового типа с фрагментами прожилково-вкрапленных микротекстур. Размер вкрапленников варьирует от сотых долей до 1-2 мм. Основными концентраторами Pt являются

брэггит (57%), сперилит (24 %), высокоцит (11%) и мончеит (6 %) ⁴⁷. Наиболее сложный баланс распределения имеет Pd. Почти половина всего металла в руде приходится на долю пентландита (46%) Из МПМ главными концентраторами Pd являются высокоцит (21%), котульскит (19 %) и брэггит (7 %). Около 70 % Au в руде находится в самородной форме в виде сплавов с Ag и Pd ⁴⁸

Глава 4. Геолого-петрографическое строение разреза участка Восточное Чуарвы по профилю скважины Р-455

Геолого-петрографическая характеристика разреза участка Восточное Чуарвы основана на материалах, полученных в результате документации керна, изучения образцов, шлифов, ППШ скважины Р-455.

Структурно-текстурные особенности являются основным источником получения информации о процессах формирования пород. Морфология зерен, их соотношения в породе, позволяют сделать выводы о последовательности формирования и условиях кристаллизации минералов.

В расслоенных интрузиях при выделении последовательности формирования минералов, принята следующая терминология. Выделяются две группы зерен. Первая группа - минералы **кумуляса**, представлена гипидиоморфными, идиоморфными зернами, формирующими основной каркас породы. Минералы кумулуза кристаллизуются из расплава, заполняющего магматическую камеру, первоочередно, и накапливаются на дне камеры. Вторая группа зерен - группа **интеркумуляса**. Минеральные агрегаты представлены ксеноморфными зернами, и занимают межзерновое пространство минералов кумулуза. Эта минеральная группа кристаллизуется в более позднюю стадию расплава и играет роль связующего цемента в породе. ⁴⁹

Для характеристики кумулуз-интеркумулясных отношений используется упрощенная запись формулы $xСу$, где x - минералы кумулуза, y – минералы интеркумуляса. Минералы в формулах располагаются в порядке последовательности их кристаллизации.

⁴⁷ Войтехович В.С., Казанов О.В., Калинин А.А. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на платинометальное оруденение в восточной части массива Панских тундр в 2006-2008 гг. ООО «Кольская горно-геологическая компания», г.Апатиты, ноябрь 2008 г.

⁴⁸ Войтехович В.С., Казанов О.В., Калинин А.А. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на платинометальное оруденение в восточной части массива Панских тундр в 2006-2008 гг. ООО «Кольская горно-геологическая компания», г.Апатиты, ноябрь 2008 г.

⁴⁹ Шарков Е. В. «Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения» Научный Мир, 2006 г. с. 65

Ниже приводятся следующие условные обозначения минералов, представленных в данной формуле:

- С - знак разделяющий кумулульную и интеркумулульную ассоциации;
- р - плагиоклаз;
- b - ромбический пироксен (бронзит);
- a - моноклинный пироксен (авгит);
- bx - инвертированный пижонит;
- o - оливин;
- q - кварц;
- bt – биотит;
- ap - апатит.

Помимо того, при оформлении фотографий образцов и шлифов используются другие общепринятые сокращенные обозначения породообразующих и рудных минералов. Pl – плагиоклаз, Орх – ромбический пироксен, Срх – моноклинный пироксен, Ol – оливин, Qtz – кварц, Prg инвертированный пижонит, Amf – амфибол, Act – актинолит, Chl – хлорит, Spt – серпентин, Sulf – сульфиды, Mgt – магнетит, Bt - биотит.

Также при оформлении разрезов по скважинам были использованы сокращения:

ГН – Габбронорит, м/з – мелкозернистый, с/з – среднезернистый, к/з – крупнозернисты.

Интервал 168.4-149.4 м. Габбронорит среднезернистый (Рис. 9) Структура габбро-офитовая с участками пойкилитовой, текстура массивная. Пойкилитовые участки связаны с пойкилитическими включениями кристаллов плагиоклаза (ойкокристаллами) в зернах пироксенов (Рис. 10), которые образуют сложные кумулул/интеркумулульные ассоциации с двумя морфологическими разновидностями плагиоклазов. p_1bCr_2a . Встречаются и сложные псевдопорфировидные структуры (Рис. 11) **Основные минералы:** плагиоклаз – 55%, клинопироксен - 25% , ортопироксен-20%. Гипидиоморфные призматические кристаллы плагиоклаза и ортопироксена формируют кумулул. Ксеноморфные кристаллы клинопироксена находятся в интерстициях кристаллов кумулулса $bpCa$. Вторичные изменения слабые, представлены преимущественно соссюритизацией по плагиоклазу, которая проявлена по плоскостям трещин спайности в виде помутнений зёрен. Происходит развитие игольчатого амфибола (актинолита) по клинопироксену.. В основном интервале сульфидная минерализация в виде тонкой вкрапленности, неравномерно распределенной в породе менее 1 %.

Петрографическое описание разреза скважины Р-455

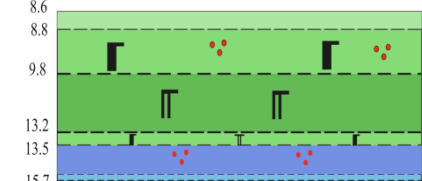
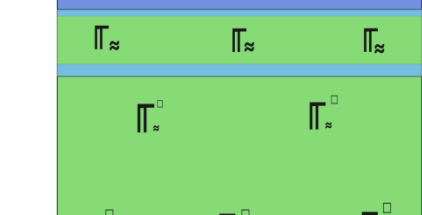
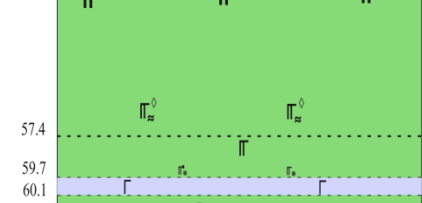
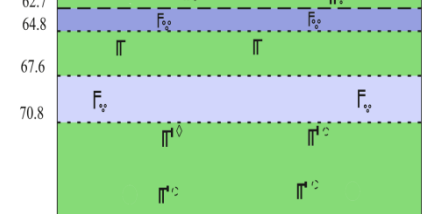
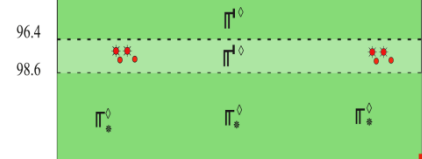
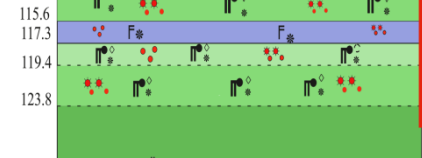
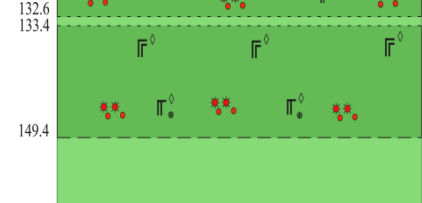

	Характеристика пород	Кумулус/интеркум. ассоциации
	<p>ГН, к-с/з габбро-офитовый с участками пойкилитовой структуры, массив, такситовый. Средне измененные. На участке 13,5-15,7 встречается кварцевое габбро пегматоид, массив. В габбро на интервале 14,8-15,0 фиксируется прослой долеритов. Тонкая сульфидная вкрапленность.</p>	<p>bCpa, bpCaq, baCp</p>
	<p>Переслаивание ГН среднезернистых псевдопорфиroidных, массивных с ГН пойкилитовыми трахитоидными. На участках 15,9-16,1 и 17,3-18,0 встречаются фрагменты дайки долеритов.</p>	<p>bCpa, pCba</p>
	<p>Чередование участков м-с/з ГН неравномернозернистых, такситовых, пятнистых и кварцевых габбро пегматоидных, пятнистых. На интервале 59,7-60,1 лейкогаббро ,массивное. Средне измененные.</p>	<p>pbCa, pCa</p>
	<p>Кварцсодержащие ГН с/з равномернозернистые ,габбро-офитовые, пойкилитовые, массивные и трахитоидные. Встречается редкая вкрапленность голубого кварца. Слабо-средне измененные. На интервале 96,4-98,6 к-с/з неравномернозернистые ГН такситовые, директивные. Редкие зёрна сульфидов.</p>	<p>bpCaq, p1bCap2</p>
	<p>Пижонитовые ГН м/з и н/з ,пойкилит, такситовые. Встречается микрографика Qtz и Pl. Сульфиды в виде гнёзд сложной морфологии.</p>	<p>pbbxCaqap, baCp</p>
	<p>Пижонитовые ГН к-с/з н/з габбро-офитовые с элементами пойкилитовой структуры, такситовые. Встречается вкрапленность Qtz. На участке 117,1-117,3 пегматоидное кварцевое габбро, массивное, сильноизмененное. Сульфиды представлены м-с/з вкрапленностью и гнёздами.</p>	<p>pbCaq, bbxp Ca, pCa</p>
	<p>ГН м/з оливинсодержащие пойкилитовые, массивные. Встречаются шпильки норитов г-к/з на участке 130,3-130,5. Фиксируется пижонитсодержащие ГН пойкилитовые, такситовые. Далее до отметки 149,4 несоответствующие чередования участков м-с/з ГН габбро-офитовых. Тонкая сульфидная вкрапленность.</p>	<p>obpCa, bpCa</p>
	<p>ГН с/з габбро-офитовые с элементами пойкилитовой структуры, массивные</p>	<p>bpCa, p1bCp2a, pbCa</p>

Рис. 7 Разрез по скважине Р-455. Геологический разрез по скважине Р-455 построен Сутягиным Н.А. с использованием материалов ОАО «Центрально-Кольская экспедиция»⁵⁰, С.И.Корнеева и Логовской Г.В. Условные обозначения пород смотреть на Рис.8.



Рис. 8 Условные обозначения к разрезу скважины по (Войтехович В.С., Казанов О.В.), по данным Корнеева С.И., Логовской Г.В.

⁵⁰ Войтехович В.С., Казанов О.В., Калинин А.А. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на платинометальное оруденение в восточной части массива Панских тундр в 2006-2008 гг. ООО «Кольская горно-геологическая компания», г.Апатиты, ноябрь 2008 г.



Рис. 9 Интервал 154,5-154,6. Габбронорит среднезернистый, с габбро-офитовой структурой и массивной текстурой. Фото керна.

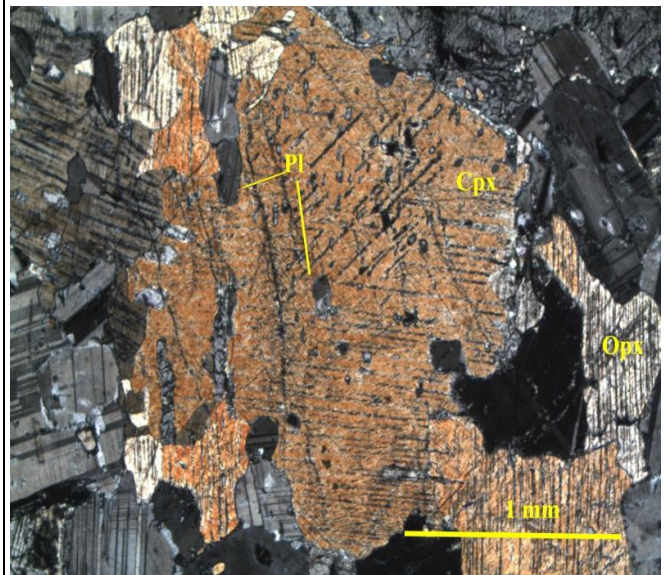


Рис. 10 Шлиф 153,7. Габбронорит. Пойкилитовая структура, пойкилитовые агрегаты плагиоклаза в зерне клинопироксена (p_1bCp_2a). В проходящем свете с анализатором.

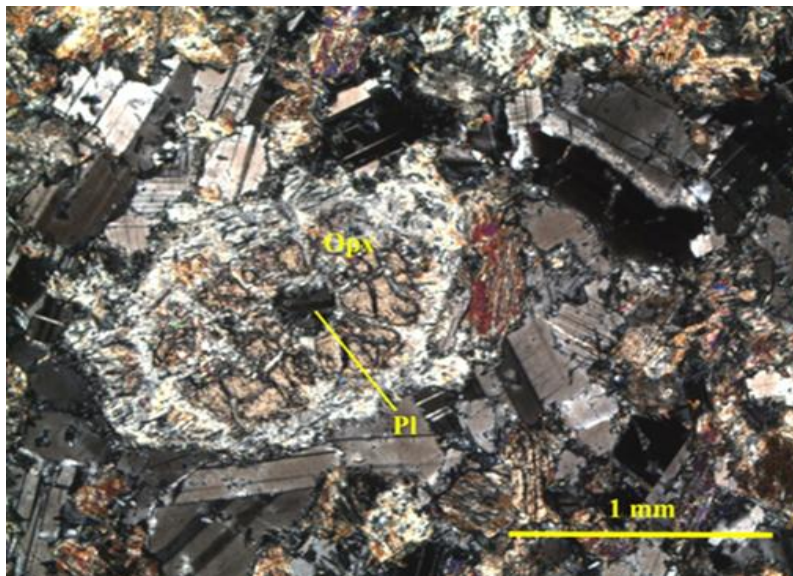


Рис. 11 Шлиф 154,85 Псевдопорфировидная структура в габбронорите. Кумулюсный плагиоклаз (1) в ойкиористале и интеркумулюсный плагиоклаз (2) вокруг зерна ортопироксена (p_1bCp_2a). В проходящем свете с анализатором.

Интервал 149,4-123,8 м. Переслаивание оливинсодержащих габброноритов с габбро-офитовой структурой и массивной текстурой (1), с пижонитсодержащими габброноритами, имеющими габбро-офитовую структуру, на отдельных участках пойкилитовую, массивную текстуру (2).

(2)Интервал 149,4-142,85., 130,0-123,8 м. Пижонитсодержащие габбронориты м-с/з пойкилитовые, массивные с участками такситовых текстур (Рис. 12). Близкие к идиоморфным агрегаты плагиоклаза образуют включения в ойкокристаллах клинопироксена. Плагиоклаз является наиболее распространенным минералом в породе, содержание которого достигает 50%. Образует среднезернистые кристаллы до 5 мм. Плагиоклаз из пойкилитовых включений в пироксенах имеет более маленький размер до 0,5-1 мм. Клинопироксен второй по распространенности минерал в породе, содержание которого достигает 25%. Размеры зерен до 2 миллиметра, имеют ксеноморфную форму. Заполняют интерстиционное пространство между кумулюсными минералами. Имеются зерна клинопироксенов размерами до 5 миллиметров в виде вкрапленности, нередко с включениями плагиоклаза. Ортопироксен наименее распространенный минерал. Его содержание в породе не более 15%. Образует гипидиоморфные агрегаты, имеют сложные структурно-текстурные взаимоотношения с гипидиоморфным плагиоклазом. По всей видимости, образовался раньше плагиоклаза, что подтверждается при сравнении взаимоотношений границ зерен. Инвертированный пижонит образует призматические кристаллы размером до 1 мм, содержание в породе достигает 10 %.

Вторичные изменения средней степени интенсивности, участками сильная степень изменений. Пироксены замещаются волокнистыми и игольчатыми агрегатами амфибола гр. актинолит – тремолита, который развивается по трещинам и по периферии зерен, проявлена бурая роговая обманка. Плагиоклаз сильно сосюритизирован, замечена серицитизация, проявленная в виде помутнения зерен. Рудная минерализация представлена сульфидными гнёздами и м-с/з вкрапленностью. Порядок минералообразования **pbbxCa, bpCa**.

(1)Интервал 142,85-130,0 м. Оливинсодержащие габбронориты м-к/з неравномернозернистые габбро-офитовые с элементами пойкилитовой структуры, такситовые текстуры(Рис. 12). Плагиоклаз наиболее распространённый минерал в породе, содержание которого около 50 %. Образует призматические кристаллы. Клинопироксен второй по распространенности минерал, его около 25 %. Размеры зерен до 4 мм, они имеют ксеноморфный облик. Ортопироксен образует призматические кристаллы, которые вместе с плагиоклазом слагают кумулюс породы. Содержание ортопироксена до 15%. Развита оливин (до 10%), в форме

ксеноморфных округлых агрегатов, с характерной келефитовой каймой из серпентина (Рис. 13). В оливиновых агрегатах наблюдается боулингит и иддингсит (Рис. 14). Встречаются листовидные агрегаты биотита, которые развиваются по плагиоклазу. Встречаются шпириты норитов г-к/з на участке **130,3-130,5**. Фиксируется кварцосодержащие ГН пойкилитовые, такситовые. На отдельных интервалах фиксируется незначительное количество кристаллов пижонита. Вторичные изменения сильной степени интенсивности, участками сильная степень изменений. Наблюдается сильная амфиболизация по пироксенам, развивается бурая и зеленая роговая обманка. Клинопироксен практически замещен волокнистыми и лучевидными агрегатами тремолит-актинолита. Рудная минерализация представлена сульфидными гнездами (до 3-4 мм) и м-с/з вкрапленностью. Порядок минералообразования **obpCa, obbxpCa**

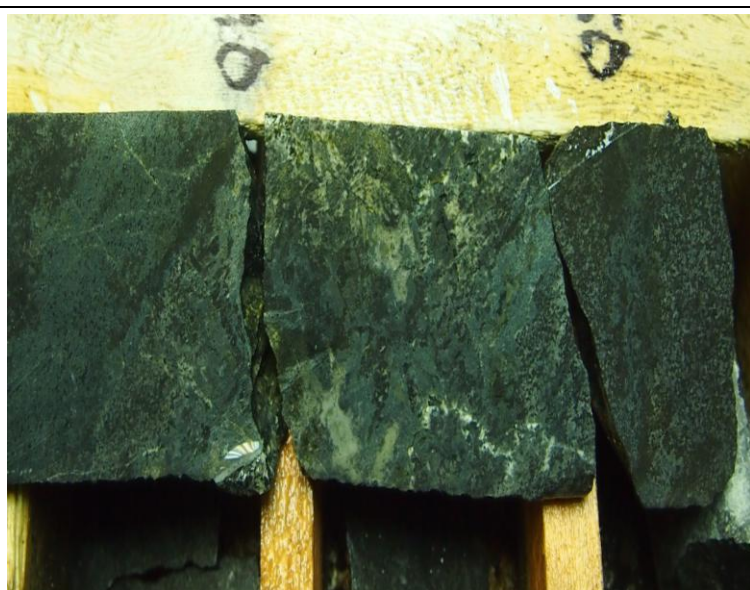


Рис. 12 Интервал 131,6-131,85. Оливинсодержащий габбронорит с пойкилитовой структурой и такситовой текстурой. Фото керна

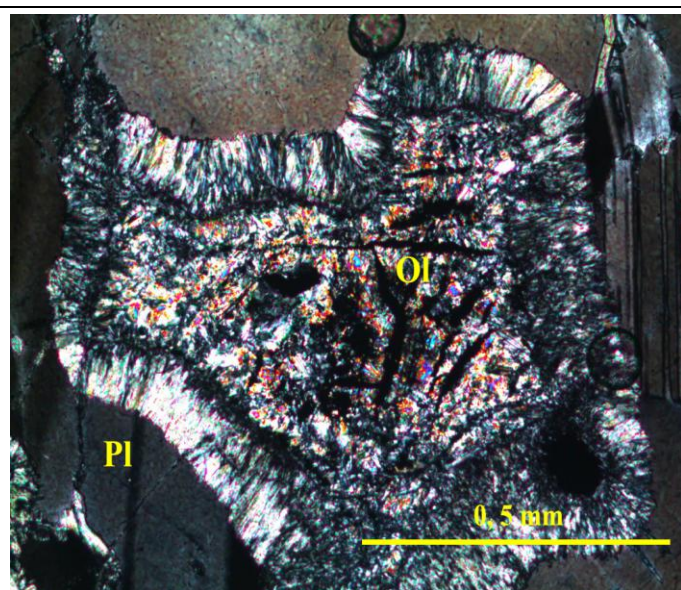


Рис. 13 Шлиф 134,85 Оливинсодержащий габбронорит. Кумулюсный оливин с келефитовой каймой из серпентина. В проходящем свете с анализатором.

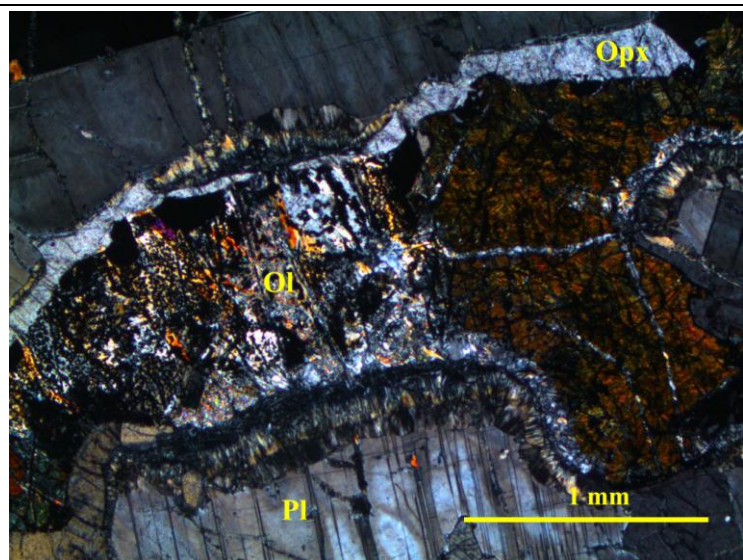


Рис. 14 Шлиф 130, 45 Оливин, замещенный боулингом и идингситом. С нормальной каймой из ортопироксена и сферолитовой каймой. В проходящем свете с анализатором. **obpCa**

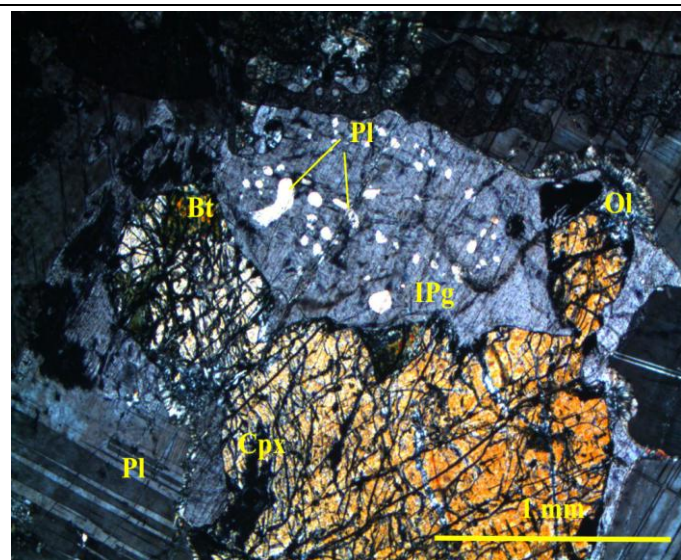


Рис. 15 Шлиф 130,45 Оливинсодержащий габбронорит. Включения плагиоклаза в инвертированном пижоните В проходящем свете с анализатором. **obbxpCa**

Интервал 123,8-115,6 м. Незакономерное чередование пегматоидного кварцевого габбро и пижонитсодержащих габброноритов (1) с габбро-офитовой структурой, массивной текстурой; кварцсодержащих габброноритов (2) с пойкилитовой структурой и такситовой текстурой. На интервале 115,8-115,6 и 117,3-117,1 отмечается пегматоидное кварцевое габбро.

(1) Интервал 123,8-120,6., 117,1-115,6 м. Габбронориты к-с/з неравномернозернистые габбро-офитовые с элементами пойкилитовой структуры, массивные и пятнистые текстуры. Основные минералы: плагиоклаз – 45%, ортопироксен – 30%, клинопироксен – 25%. Плагиоклаз представлен гипидиоморфными кристаллами, который формируют кумулус. Ортопироксен имеет призматические кристаллы, а также слагают ойкористаллы. В интеркумулусе ксеноморфные кристаллы клинопироксена, которые заполняют интерстиционное пространство между кристаллами плагиоклаза. По трещиноватости в плагиоклазе наблюдается сильная соссюритизация, по кайме в ортопироксене проявлена амфиболизация в виде невыдержанных агрегатов роговой обманки. По трещинам в кристаллах клинопироксена развивается биотит и игольчатые агрегаты актинолита. К контакту сильно соссюритизированного плагиоклаза и амфиболизированного ортопироксена приурочены крупные сульфидные гнёзда (до 5 мм) пентландит-пирротинового состава, встречаются сложные дендритовидные агрегаты пирита (до 2 мм) в силикатной матрице породы (Рис. 18).

Наблюдается и мелкая (до 0,2 мм) сульфидная вкрапленность, которая представлена преимущественно халькопиритом и пентландитом. На интервале **115,6-115,8** и **117,1-117,3** отмечается кварцевое пегматоидное габбро, жилы кварца мощностью до 2 см. Порядок минералообразования **bpCa- в габброноритах, pCaq- в габбро**

(2) Интервал 120,6-117,3 м. Пижонитовые габбронориты к-с/з неравномернозернистые пойкилитовые, с такситовой текстурой, которая выражена в смене минерального состава, зернистости и чередовании разных типов текстур. Основные минералы: плагиоклаз – 40%, ортопироксен – 25-30%, клинопироксен – 20 %, кварц и апатит – 10-15 %. Плагиоклаз представлен короткопризматическими кристаллами. Ортопироксен имеет призматические кристаллы, образует вместе с плагиоклазом пойкилитовые сростания. Клинопироксена образует ксеноморфные кристаллы, которые заполняют интерстиционное пространство между кристаллами ортопироксена и плагиоклаза. Инвертированный пижонит (Рис. 17) формирует призматические кристаллы ромбического пироксена, в которых наблюдаются структуры распада с выделением моноклинного пироксена. Появление последнего связано, по всей видимости, с неустойчивостью фазы при кристаллизации (пижонит низкокальцевый пироксен). Встречается микрографика кварца в плагиоклазе, в виде червеобразных вростков (мирмекитов). Наблюдаются и отдельные кристаллы голубого кварца (до 1 мм). Редкие кристаллы апатита имеют отчетливую ромбовидную форму (0,4-0,6 мм) и располагаются на контакте плагиоклаза и ортопироксена. На отдельных интервалах отмечается скопление агрегатов биотита, кварца и апатита. Вторичные изменения средней степени интенсивности, участками сильная степень изменений. Пироксены замещаются игольчатым и призматическим амфиболом гр. актинолит – тремолита, амфиболизация изменяет границы рудных минералов, делая их неровными и расщепленными (коррозионными). Сосюритизация развита по плагиоклазу, серицитизация задевает единичные кристаллы плагиоклазов. Биотит развивается по периферии зёрен и системе трещин в плагиоклазе. В основном интервале минерализация представлена крупными гнёздами и шлирами сульфидов (пентландит-пирротин-халькопиритового состава) (Рис. 19), также встречается тонкая крайне неравномерная сульфидная вкрапленность (до 0,5 мм). По просечкам и трещинам в силикатной матрице развиваются магнетит и ильменит, со структурами распада ульвошпинели. Порядок минералообразования **bb,pCaq- пижонитовые габбронориты.**

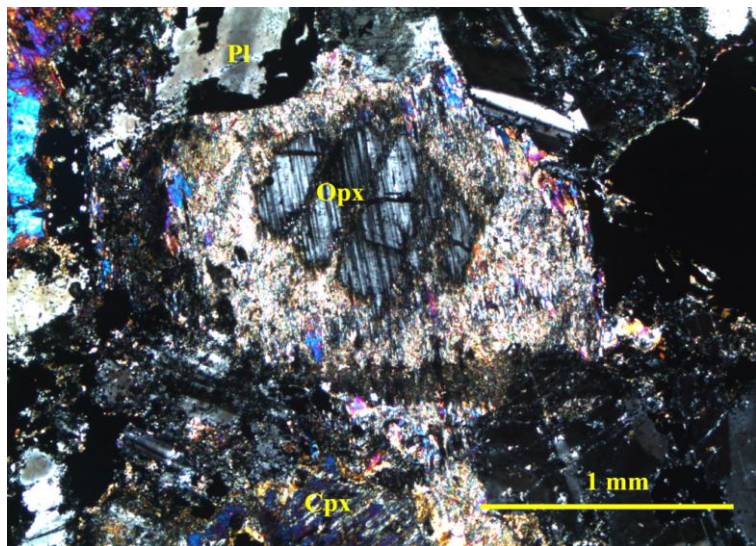


Рис. 16 ППШ 122,55-1 Кумулусный ортопироксен в габбро-офитовом габбронорите. В проходящем свете с анализатора. **bpCa**.

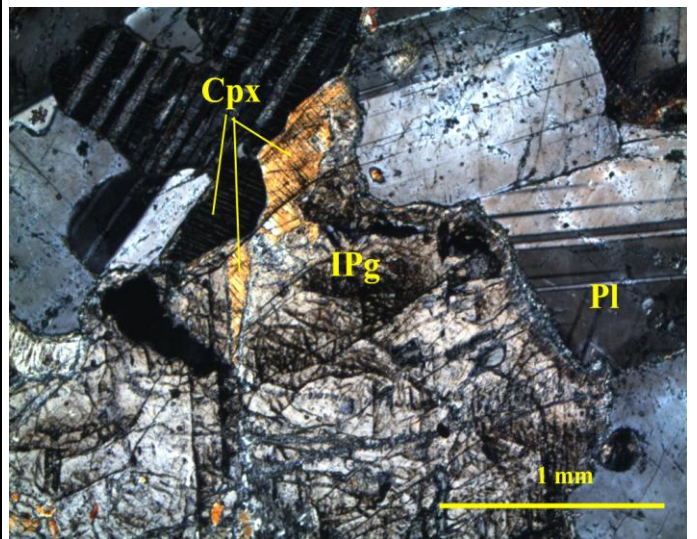


Рис. 17 ППШ 120,6-2 Пижонитовый габбронорит. Инвертированный пижонит в кумулусе породы. **bb_xpCaq**

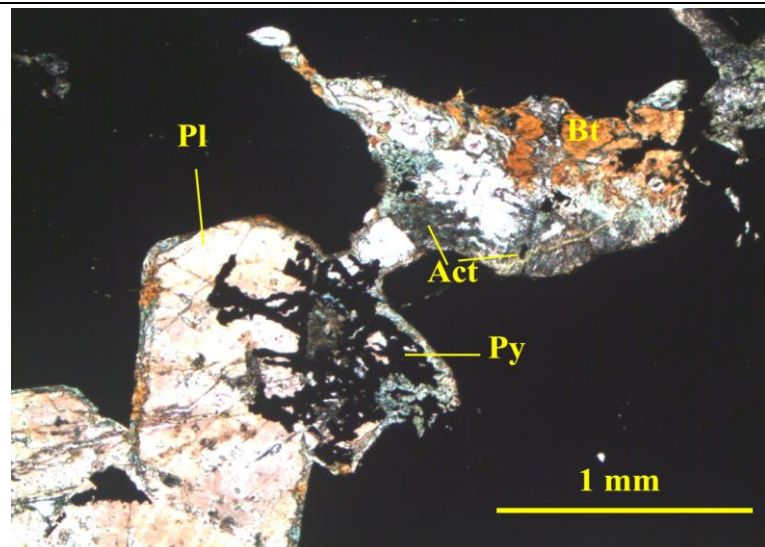


Рис. 18 ППШ 120,8-2. Пижонитовый габбронорит. Дендритовидный агрегат пирита в сосюритизированном плагиоклазе. В проходящем свете без анализатором.



Рис.19 Интервал 117,8-117,9. Пижонитовый габбронорит. Гнездо сульфидов пирротин-пенландит-халькопиритового состава. Фото керна.

Интервал 115,6-110,6 м. Пижонитовые габбронориты м-к/з габбро-офитовые с элементами пойкилитовой структуры, с такситовой структурой, выраженной в смене

минерального состава породы. (Рис. 20). Основные минералы: плагиоклаз - 45%, ортопироксен - 25%, клинопироксен - 20%, кварц - 5%, апатит - 5%. Плагиоклаз представлен короткопризматическими и бочонковидными кристаллами, которые пойкилитически включены в клинопироксены. Ортопироксен имеет призматические агрегаты гипидиоморфного облика, которые формируют кумулус. Инвертированный пижонит формирует кристаллы ромбического пироксена, в которых наблюдаются структуры распада с выделением моноклинного пироксена. Появление последнего связано, по всей видимости, с неустойчивостью фазы при кристаллизации (пижонит низкокальцевый пироксен). Кварц формирует ксеноморфные кристаллы и микрографические срастание (мирмекиты) с плагиоклазом в ассоциации с отдельными зернами акцессорных биотита и апатита (Рис.23). Эта ассоциация, по всей видимости, сопровождается малосульфидную минерализацию. Вторичные изменения средней степени интенсивности. Проявлены преимущественно в виде сосюритизации плагиоклаза, амфиболизации орто- и клинопироксена связанной с образованием лучистых и волокнистых агрегатов актинолита и роговой обманки. Рудная минерализация представлена сульфидными гнёздами пирротин-халькопиритового состава (до 4-5 мм) и м-с/з вкрапленностью, неравномерно распределенной в породе. Встречаются и просечки магнетита с ильменитом (до 1 мм). Последовательность минералообразования **pbbxСаqар-пижонитовые габбронориты, баСр-габбронориты**

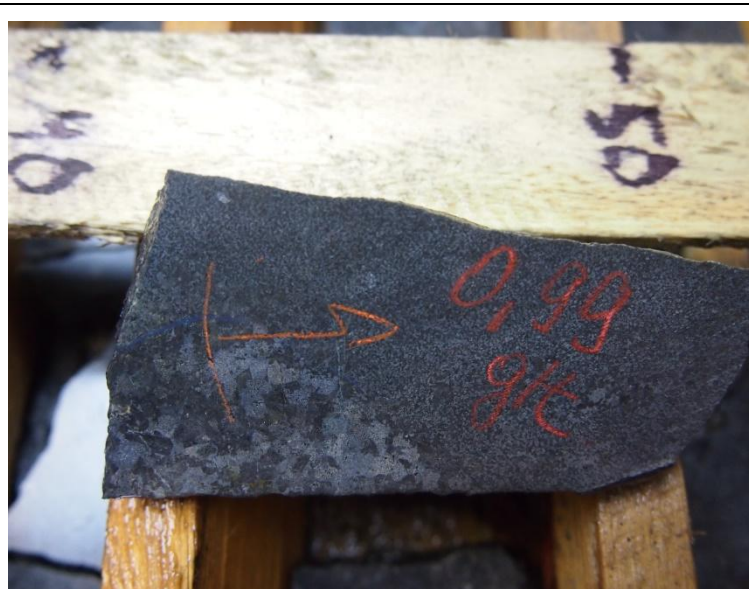


Рис. 20 Интервал 114,3-114,5 Пижонитовый габбронориты с такситовой текстурой. Фото керна

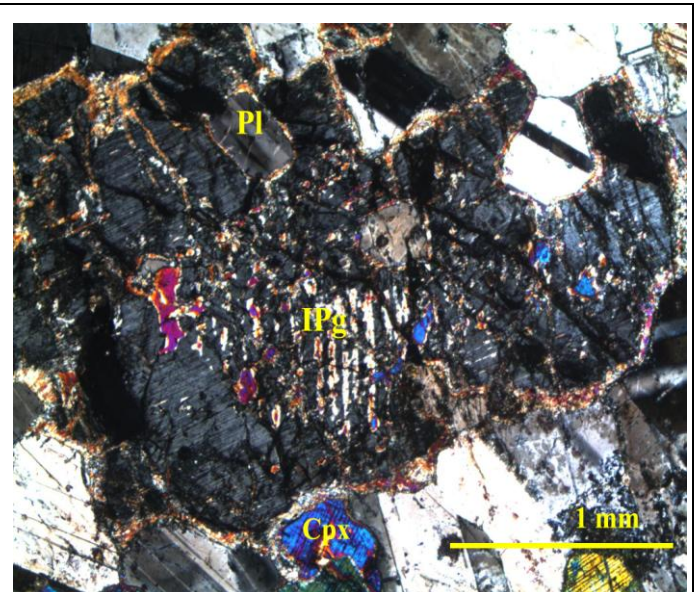


Рис. 21 ППШ 114,9 Инвертированный пижонит в кумулусе. В проходящем свете с анализатором.

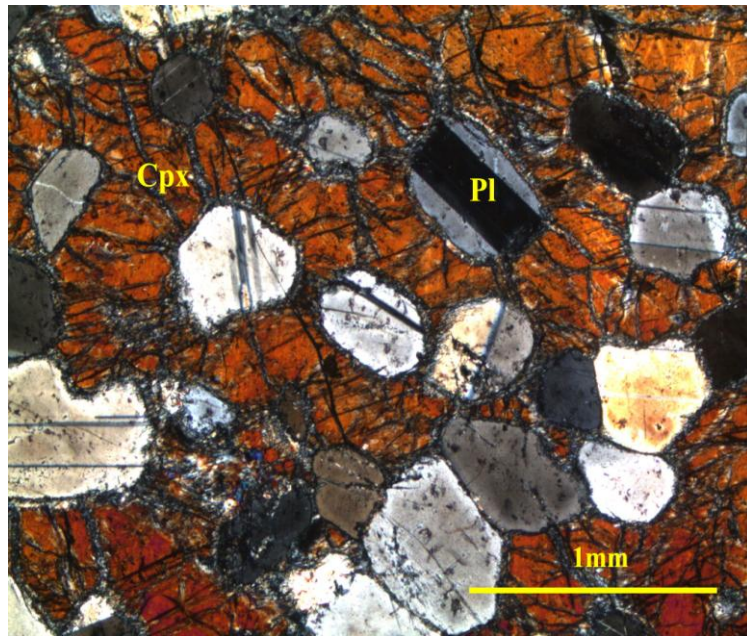


Рис. 22 ППШ 114,9 Пижонитовый габбронорит. Пойкилитовые включения плагиоклазов в кристалл клинопироксена. (рСа) В проходящем свете с анализатором.

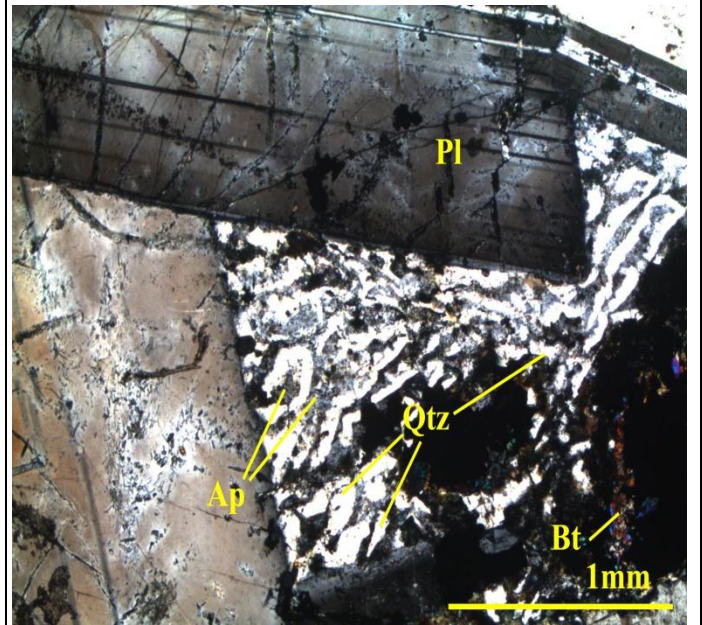


Рис. 23 ППШ 114,9 Микрографические срастания кварца и плагиоклаза в ассоциации с Ap и Bt. В проходящем свете с анализатором. pbbxCaqap

Интервал 110,6-70,8 м. Переслаивание кварцсодержащих габброноритов с/з равномернoзернистых, габбро-офитовых, пойкилитовых, с массивной текстурой и меланогабброноритов к-с/з. Породообразующие минералы представлены гипидиоморфными зёрнами кумулусных ортопироксена и плагиоклаза, между которыми располагаются интеркумулусные минералы, представленными ксеноморфным клинопироксеном и кварцем. Встречаются сложные пойкилитовые структуры, в которых плагиоклаз включен в зёрна клинопироксена. Акцессорные минералы: биотит, апатит.

Вторичные изменения слабой степени интенсивности, которая увеличением на интервале, что связано с увеличением трещиноватости пород. Пироксены замещаются волокнистым амфиболом гр. актинолит-тремолита, плагиоклаз слабо сосюритизирован. Наблюдается мелкая (до 0,4 мм) сульфидная вкрапленность, которая представлена преимущественно халькопиритом и пентландитом. В ассоциации с кварцем встречаются гнёзда магнетита с ильменитом. Порядок минералообразования $p_1bCa_p_2$ - меланогаббронорит, $bpCa_q$ - кварцсодержащий габбронорит.

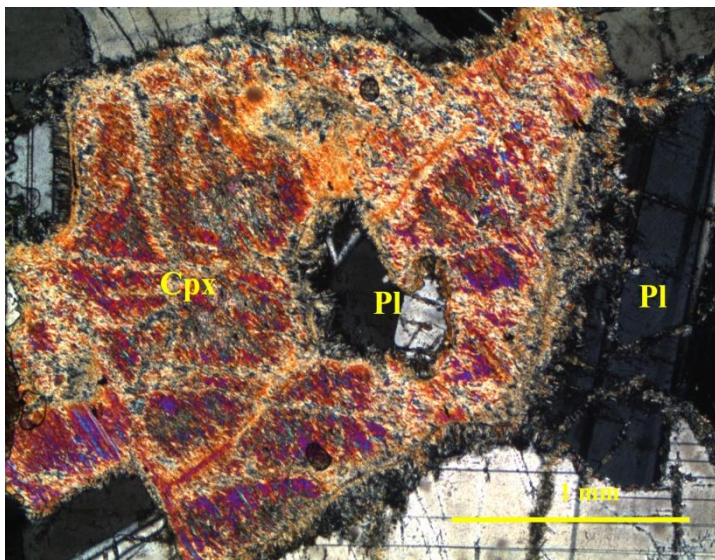


Рис. 24 Шлиф 96,0 Кумулюсный плагиоклаз в пойкилитовых включениях в клинопироксене. В проходящем свете с анализатором. **p1bCa_{p2}**

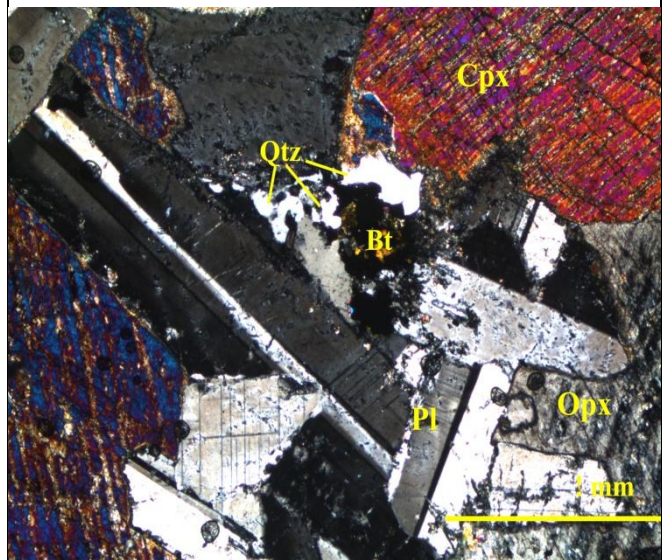


Рис. 25 Шлиф 99,65 Кварцосодержащий габбронорит, с габбро-офитовой структурой. В проходящем свете с анализатором. **bpCa_q**

Интервал 70,8-57,4 м. Чередование участков м-с/з габброноритов габбро-офитовых с элементами пойкилитовой структуры и такситовой текстурой, которая выражена изменением размера зёрен и минерального состава породы, и кварцевых габбро пегматоидных, пятнистых. Породообразующие минералы представлены призматическими зёрнами ортопироксена и плагиоклаза. Интерстиционное пространство заполняют ксеноморфные кристаллы клинопироксена и кварца. Плагиоклаз пойкилитически включен в кристалл ортопироксена.

Вторичные изменения от слабой до средней степени интенсивности. По периферии и по трещинам зёрен пироксенов наблюдается амфиболизация и хлоритизация, плагиоклаз сильно сосюритизирован. Отмечается незначительная сульфидная вкрапленность на интервале 70,8-67,6. Порядок минералообразования **pbCa_q**- габбронорит, **pCa_q**- кварцевое габбро



Рис. 26 Интервал 62,7-64,8 Кварцевое пегматоидное габбро. Фото керна

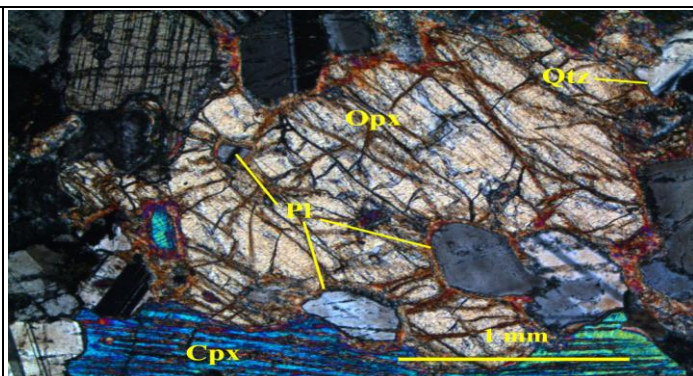


Рис. 27 Шлиф 58,0 Габбронорит с пойкилитовой структурой. В проходящем свете с анализатором. **pbCaq**

Интервал 57,4-15,7 м. Переслаивание габброноритов с/з пойкилитовых, трахитоидных с габброноритами псевдопорфировидными, массивными. На интервалах 15,9-16,1 и 17,3-18,0 участок дайки долеритов с резкими контактами. Плаггиоклаз является наиболее распространенным минералом в породе, содержание которого достигает 55%, образует длиннопризматические кристаллы. Плаггиоклаз из пойкилитовых включений в пироксенах имеет меньший размер (до 0,5 мм). Клинопироксен второй по распространенности минерал в породе, содержание которого достигает 30%, имеют ксеноморфную форму с шероховатыми границами. Заполняет интерстиционное пространство между кумулусными минералами. Ортопироксен менее распространенный минерал, слагает короткопризматические зёрна гипидиоморфного облика (до 15 %).

Вторичные изменения средней степени интенсивности, представлены преимущественно сосюритизацией по плаггиоклазу, которая проявлена по плоскостям трещин спайности. Происходит развитие волокнистого амфибола (актинолита) и роговой обманки по пироксенам, встречается хлоритизация по краям зёрен клинопироксена. Рудная минерализация проявлена слабо. Последовательность минералообразования **вСра-габбронорит псевдопорфировидный, рСва- габбронорит**

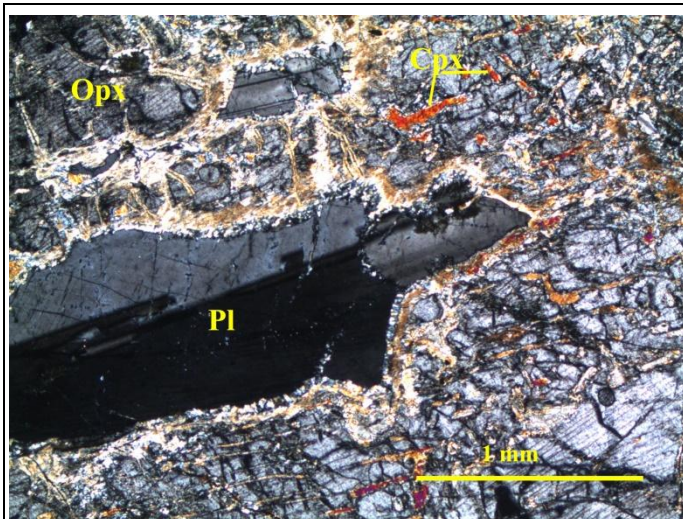


Рис. 28 Шлиф 56,5 Габбронорит пойкилитовый, трахитоидный. В проходящем свете с анализатором. **pCbа.**

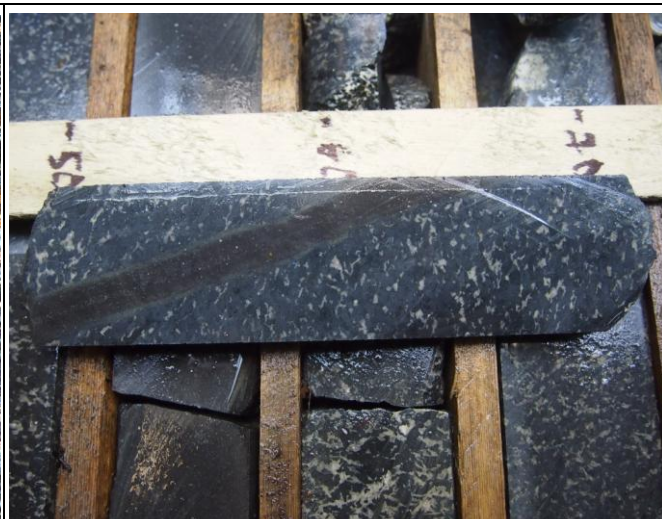


Рис. 29 Интервал 15,9-16,1. Дайка долеритов, мощность 1-2 см в трахитоидном габбронорите. Контакты резкие. Фото керна.

Интервал 15,7-8,6 м. Габбронориты, к-с/з габбро-офитовые с участками пойкилитовой структуры, массивные, такситовые. Представлены преимущественно призматическим плагиоклазом (60%), ксеноморфным клинопироксеном, гипидиоморфным ортопироксеном, формирующим кумулус породы. На участке 13,5-15,7 м встречается кварцевое габбро пегматоидное, массивное. В габбро на интервале 14,8-15,0 м фиксируется прослой долеритов. Вторичные изменения слабой степени интенсивности, которая увеличивается на интервале, что связано с увеличением трещиноватости пород. Пироксены замещаются волокнистым амфиболом гр. актинолит-тремолита, плагиоклаз слабо сосюритизирован. Рудная минерализация проявлена слабо. Последовательность минералообразования **bCpa-меланократовый габбронорит, bpCaq-габбронорит мезократовый.**



Рис. 30 Интервал 13,2-13,3 Меланократовый габбронорит с такситовой текстурой. **brCaq**
Фото керна

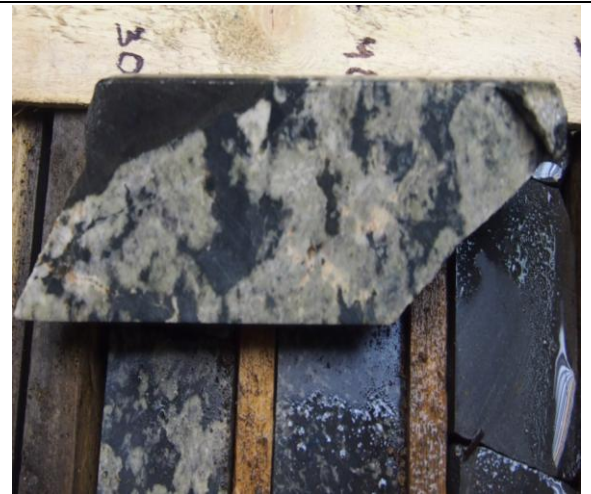


Рис. 31 Интервал 13,5-15,7 Кварцевое габбро пегматоидное. Фото керна

Глава 5. Малосульфидная платинометальная минерализация рудной зоны «В»

В ходе поисковых работ на площади Восточно-Панского массива были выделены три платиноносных «стратиграфических» уровня, которые приурочены к границам крупных подразделений расслоенности.⁵¹ В порядке появления снизу вверх в разрезе расслоенного массива они были названы «платинометальная зона А», «платинометальная зона В», и «платинометальная зона С» (Рис. 6). Платинометальная зона «В» это платиноносный уровень разреза около границы ГН31 и ГН32.

Для рудных объектов зоны «В» установлен контроль оруденения поверхностью раздела ГН31 и ГН32, при этом промышленно значимая часть минерализации в основном располагается в пределах кровли ГН31. При написании данной главы были приняты следующие сокращения: Ро – пирротин, Ру – пирит, Пм – ильменит, Мт – магнетит, Рп – пенландит, Ссп – халькопирит, KTL-котульскит, VYS-высоцкит, MON-мончеит, MER-меренскит, EL – электрум, TPD-теллурупалладинит, IFP-изоферроплатин, STL-стиллиотерит.

В скважине № 455 рудный интервал фиксируется в интервале от 127,7 до 110,4 м., а также на интервале 70,1 м. Вмещающими породами для интервала 120,6-110,6 являются пижонитовые габбронориты, крупнозернистые, пойкилитовые, такситовые, **bb_xpCaq** (рис. 19). Вторичные изменения породобразующих минералов средней степени интенсивности. Перекрывают рудный интервал кварцевые габбронориты, мелко - среднезернистый, габбро-офитовые с элементами пойкилитовой структуры, с массивной текстурой **bpCaq**. Подстилают габбронориты мелко-среднезернистые, имеющие габбро-офитовую структуру на отдельных участках пойкилитовую и пятнистую текстуру.

В данном интервале наблюдаются три морфоструктурных типа сульфидной минерализации: мелко-среднезернистая каплевидная вкрапленность, гнезда и прожилки и просечки различных размеров:

1. Вкрапленность преимущественно мелко-среднезернистая, неравномерно распределенная по всему объему породы (Рис. 32). Крупные вкрапленники имеют ксеноморфную форму, более мелкие каплевидную. Капли часто сложены пирротином, пенландитом и халькопиритом (Рис. 33). Также в каплях может присутствовать пирит, что встречается значительно реже. Пирротин является самым ранним минералом, он образует гипидиоморфные кристаллы, часто обрастается зернами пентландита. Пентландит образует аллотриоморфные и ксеноморфные зерна, встречающиеся в ассоциации с пирротином, ильменитом, халькопиритом, магнетитом. Образует структуры распада в пирротине. При проведении микрозондового анализа были обнаружены ксеноморфные

⁵¹ Шарков Е. В. «Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения» Научный Мир, 2006 г. с. 65

агрегаты аргентопентландита в виде включений в гипидиоморфном халькопирите. свидетельствует о его более раннем образовании. Халькопирит представлен ксеноморфными зернами и встречается в виде кайм и оторочек по периферии зерен пентландита и пирротина, а также развивается по системе трещин в этих минералах. В отдельных случаях наблюдаются псевдомирмекитовидные срастания халькопирита и пирротина. Встречается мелкая вкрапленность пирита, которая распространена весьма неравномерно. Вероятно, пирит является самым поздним минералом сульфидов, так как он располагается во вмещающих силикатах. Помимо сульфидов были встречены оксидные минералы, среди которых наиболее распространен ильменит. Он формирует гипидиоморфные агрегаты, нередко формирует структуры распада в магнетите в виде ламелий. Магнетит представлен трещиноватыми зёрнами, встречается в ассоциации с ильменитом. Таким образом, последовательность минералообразования можно выделить так: **Po – Pn – Ccp – Py -Ilm – Mgt**

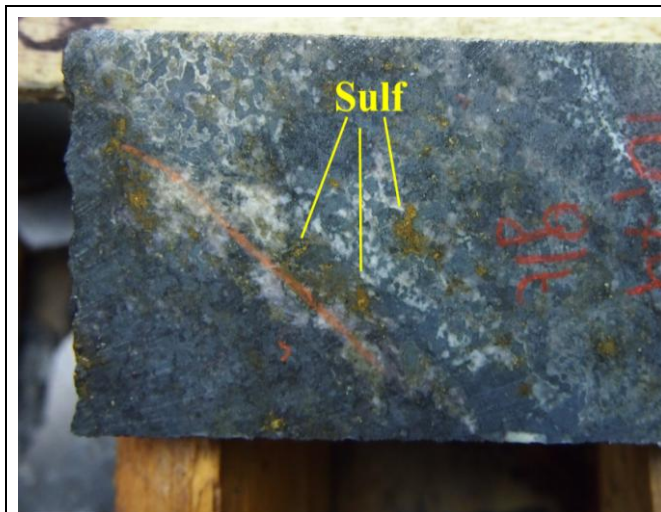


Рис. 32 Интервал 117,4-117,5 Неравномерная сульфидная вкрапленность, гнёзда в пирротиновом габбронорите. Фото зерна.

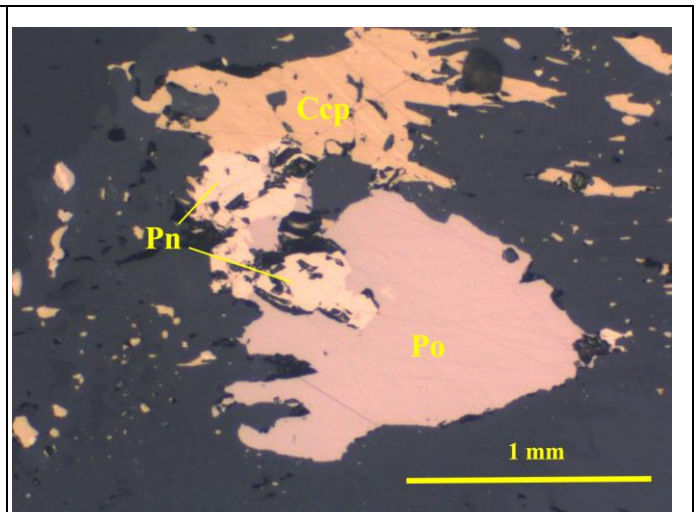


Рис. 33 Микрофотография ППШ № 118,3 Сульфидная капля пирротин-пентландит-халькопиритового состава во вмещающих породах. Последовательность минералообразования **Po-Pn-Ccp**. В отраженном свете без анализатора.

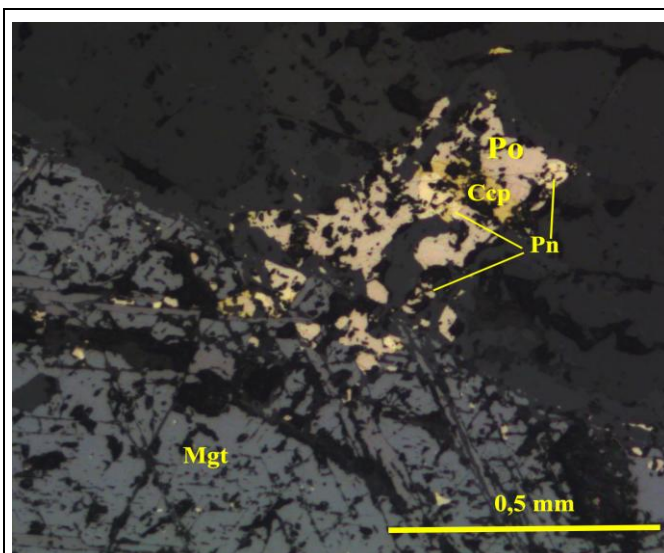


Рис. 34 ППШ № 120,6-2 Срастание пирротин-пентландит-халькопиритового состава с гипидиоморфным магнетитом. В отраженном свете без анализатора.

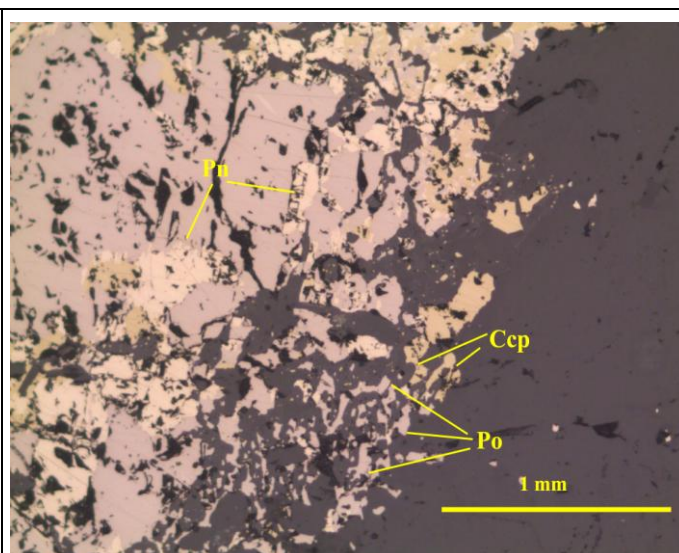


Рис. 35 ППШ №117,9 Мирмекитовидные срастания халькопирита и пирротина. В отраженном свете без анализатора.

2. Гнезда сульфидов размерами до 3 сантиметров в поперечнике (Рис. 36). Также представлены пентландит – халькопирит – пиритовым парагенезисом. Встречаются крайне неравномерно в рудном интервале. По периферии таких гнездовидных агрегатов нередко можно наблюдать платинометальную минерализацию (Рис. 37). К наиболее крупным гнёздам сульфидов приурочены сложные срастания МПГ (Рис. 38). Последовательность минералообразования **Po – Pn – Ccp – Pm – Mgt – Py**



Рис. 36 Интервал 114,9-115 Сульфидное гнездо и вкрапленность пирротин-пентландит-халькопиритового состава в пижонитовом габбронорита. Фото зерна

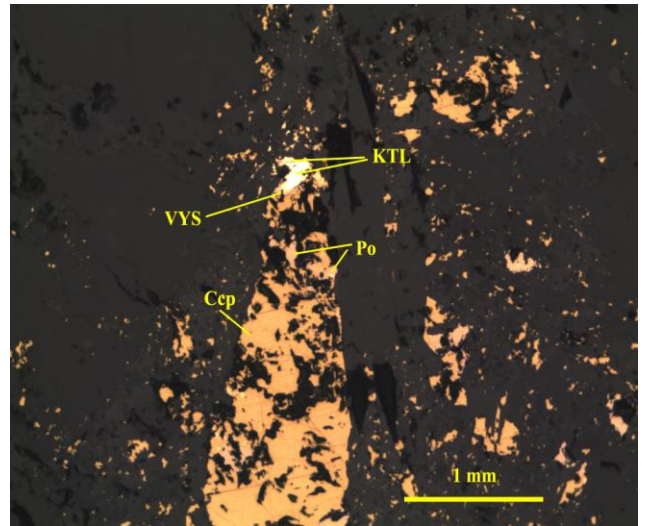


Рис. 37 ППШ 114,9 Пижонитовый габбронорит. Крупное срастание сульфидов пирротин-халькопиритового состава с котульскитом и высокоцитом на границе халькопирита и породообразующих силикатов. В отраженном свете без анализатора.

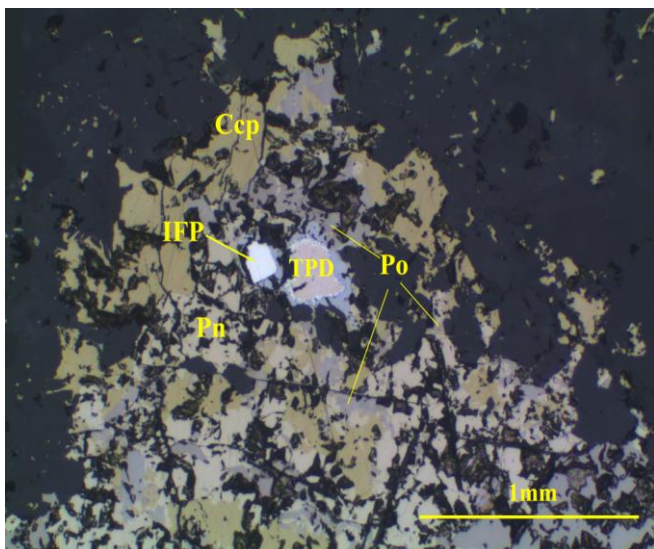


Рис. 38 ППШ 119,35-1 Сложное срастание МПГ в сульфидном гнезде пирротин-пентландит-халькопиритового состава. Последовательность минералообразования Po-

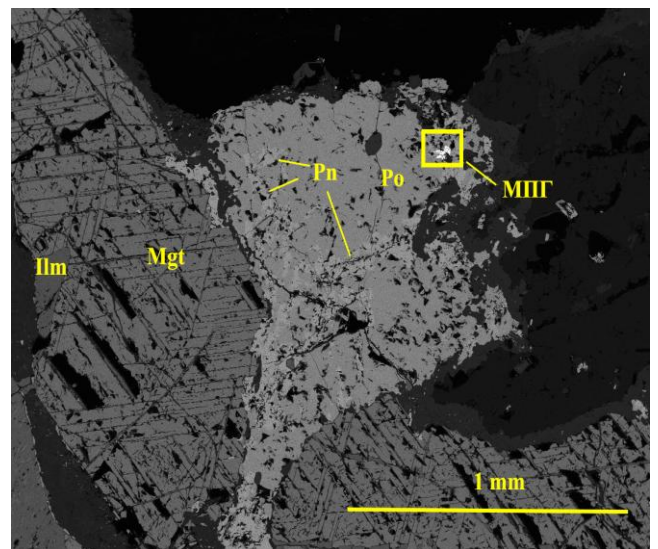


Рис. 39 ППШ 120,8-2. Сульфидное гнездо пирротин-пентландитового состава, со структурами распада пентландита. Крупное срастание МПГ в сульфидном гнезде. Rem

Рn-Сср-МПГ.В отраженном свете без фото. анализатора.	
--	--

3. Прожилковый тип минерализации встречается по трещинам, просечкам и межзерновому пространству породообразующих минералов. Появление этого типа минерализации связано, прежде всего, с постмагматическими процессами. Наибольшее распространение жилы и просечки имеют в породах с сильными вторичными изменениями (амфиболизацией, хлоритизацией и серицитизацией), которые вызывают деформации рудных минералов, что приводит к появлению серии трещин. Представлен пирротин-пентландит-халькопирит-пиритовым (Рис. 42) и магнетит-ильменитовым (Рис. 41) парагенезисами. Магнетит образует просечки и прожилки в силикатной матрице, нередко формирует кайму по ильмениту. Протяженность от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, по мощности от первых миллиметров до миллиметра. К прожилковому типу минерализации можно отнести и дендритовидные агрегаты пирита (Рис. 43) в силикатах вмещающих пород, часто по кайме дендритов развивается поздний халькопирит. Последовательность минералообразования **Ро-Рn-Сср-Мgt-Илм-Ру**.

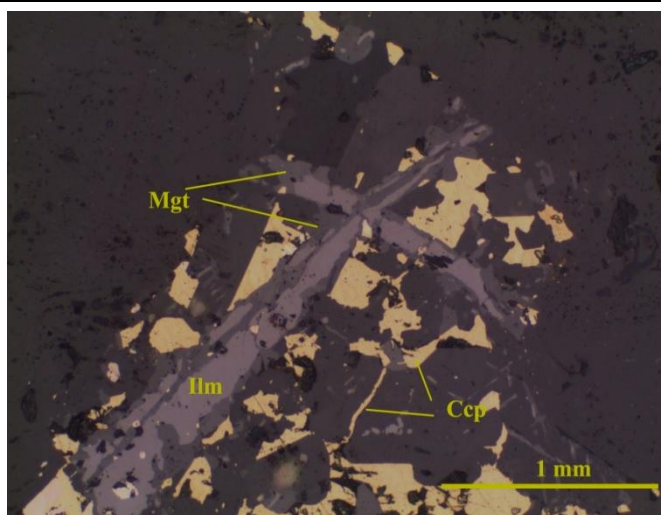


Рис. 40 ППШ 117,9 Жила магнетит-ильменитового состава и халькопиритовый прожилок. В отраженном свете без анализатора.

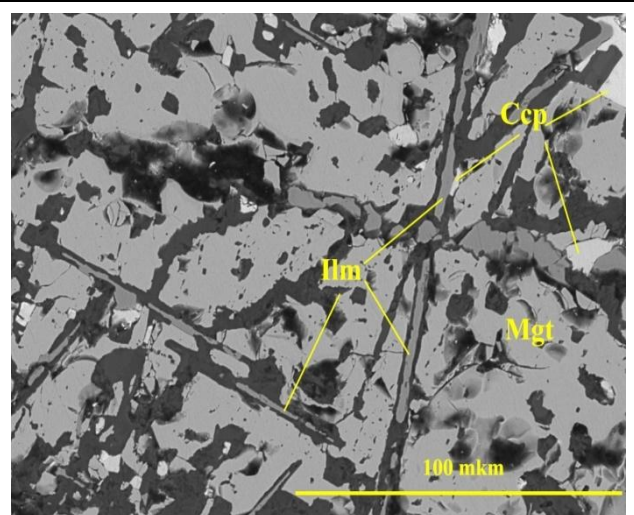


Рис. 41 Структуры распада ильменита в сильно деформированном магнетите. Rem фото.

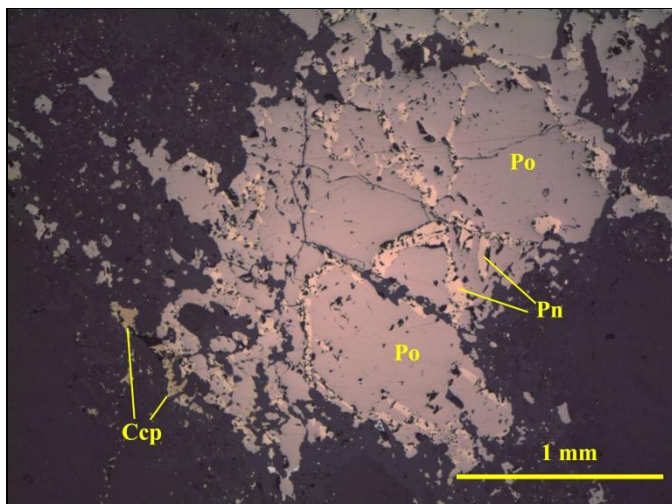


Рис. 42 ППШ 117,45-1 Прожилки пентландит-халькопиритового состава в трещиноватом пирротине. Последовательность минералообразования **Po-Pn-Ccp**. В отраженном свете без анализатора.

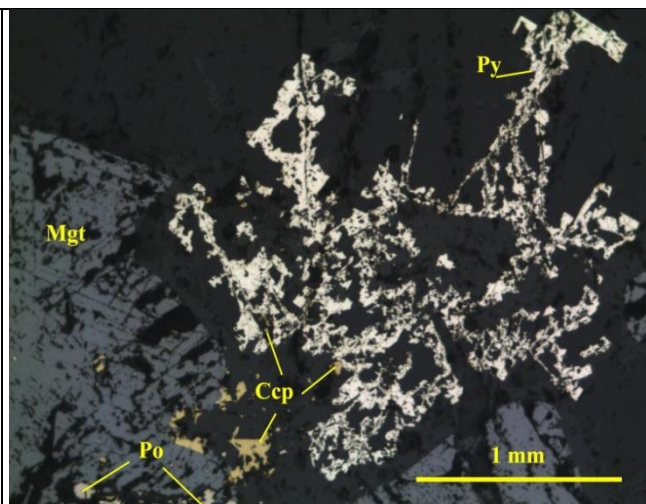


Рис. 43 ППШ 120,8-2 Дендритовидный агрегат пирита с каймой из халькопирита. Последовательность минералообразования **Po-Mgt-Ccp-Py**. В отраженном свете без анализатора.

§ Платинометальная минерализация

В результате проведения комплекса минераграфических исследований и микрозондового анализа ППШ были выявлены различные по составу, морфологии и размеру минералы платиновых групп (МПГ). МПГ формируют сложные собственные минеральные формы, срastaются с сульфидами, преимущественно образуют срastания с гнёздами пирротин-пентландит-халькопиритового состава или локализуются вблизи сульфидов в силикатной матрице породы, присутствуют в виде твёрдых растворов Pd в пентландите.

Наиболее ранним минералом по времени образования является *изоферроплатина*. Она представлена в виде отчётливо призматических агрегатов в срastании с главными сульфидами пирротинном и пентландитом. Образует сложнзональные срastания с куперитом, брэггитом, высокоцитом. Зональность проявлена в постепенном уменьшении содержаний платины в данных минералах и возрастании содержаний палладия, что является признаком понижения температуры кристаллизации МПГ.

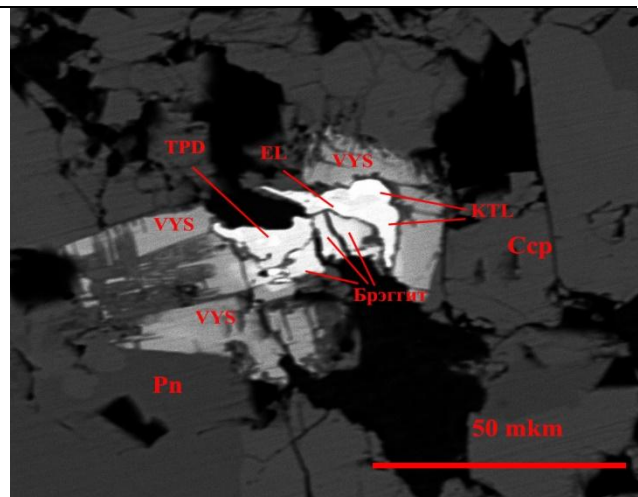
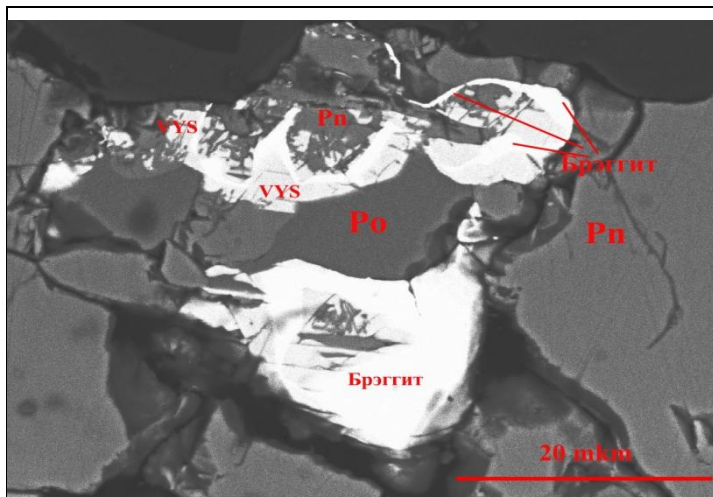


Рис.44 Скелетные срастания зёрен брэггита и висоцкита с пирротинном и пентландитом, и гипидиоморфный брэггит в пирротине. Rem фото. Последовательность минералообразования Po-Pn-VYS-Брэггит

(Pd 0,9 Pt 0,01 Ni 0,2)1,11 S 1-высоцкит

1. (Pt 0,4 Pd 0,48 Ni 0,1) 0,98 S 1-брэггит
2. Fe 4,5 (Ni 4,6 Co 0,1) 4,7 S 8 – пентландит
3. Fe 0,82 Ni 0,03 S 1 - пирротин

Рис.45 ППЩ 120,8-2 Сложнозональные срастания сульфидно-теллуридной ассоциации и реликтовый кристалл висоцкита, раздробленный и залеченный пентландитом. Rem фото.

1. (Pd 0,9 Pt 0,04 Au 0,02 Ni 0,1) 1,06 S 1-высоцкит
2. (Pt 0,4 Pd 0,5 Ni 0,1) 1 S 1-брэггит
3. (Pd 1,2 Pt 0,01 Ni 0,08 Bi 0,04) 1,33 Te 1-котульскит
4. (Pd 7,7 Pt 0,1) 7,8 Te 4-теллурупалладанит

Наибольшее распространение имеют сульфиды Pt и Pd – куперит, брэггит, висоцкит, которые парагенетически и, по-видимому, генетически тесно связаны между собой. Совместно распространены в среднеизмененных пижонитовых габброноритах с такситовой текстурой. Они слагают крупные, часто комплексные хорошо образованные кристаллы и зерна сложной морфологии, в которых нередко проявлена сложная зональность.

Брэггит формирует гипидиоморфные или ксеноморфные агрегаты в парагенезисе с сульфидными минералами (халькопиритом, пирротинном, пентландитом) (Рис. 45). Зерна имеют различные размеры от 10 до 60 μm. Нередко встречаются зерна, имеющие зональное строение. Наблюдается и в виде отдельных агрегатов в силикатной матрице вмещающих пород.

Куперит встречается в парагенезисе с брэггитом, изоферроплатиной или локализуется вблизи сульфидных минералов. Формирует ксеноморфные агрегаты размерами до 15 μm или реакционные каймы при взаимодействии висмута-теллуридов с сульфидами.

Высоцкит встречается в форме тесных скелетных сростаний с пентландитом, напоминающих структуры распада твердого раствора (Рис. 45). Так же часто высокоцит формирует внешние зоны кристаллов брэггита, являясь каймой по периферии последнего. Нередко встречается в виде гипидиоморфных кристаллов с отчётливыми границами. Формирует инверсионные сростания с мончеитом и котульскитом. Образует сростания с крупными сульфидными гнёздами пирротин-пентландит-халькопиритового состава (Рис. 37).

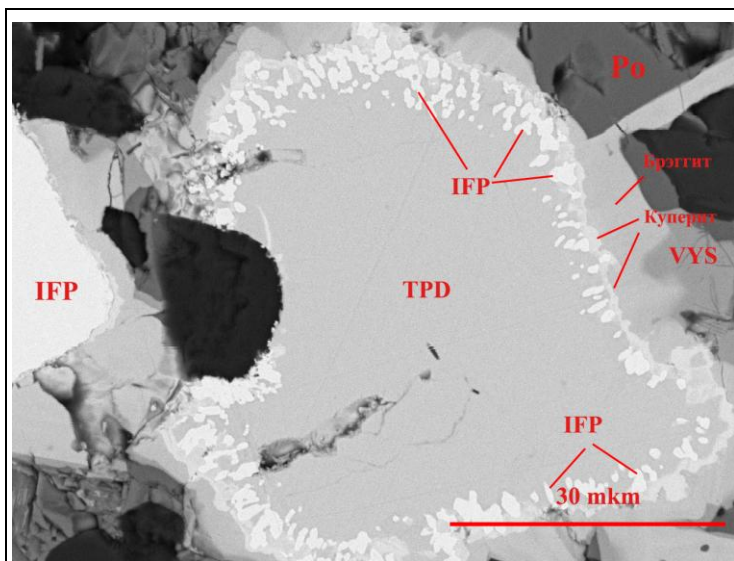


Рис. 46 ППШ № 119,35-1 Сложное сростание агрегатов изоферроплатины, висмута-теллуридов и сульфидов МПГ со структурами распада изоферроплатины в условиях температурной инверсии. Rem фото. Порядок минералообразования

: IFP – TPD – Куперит – Брэггит - Высоцкит

1. (Pt 2,7)Fe 1- изоферроплатина
2. (Pd 7,7 Pt 0,1) 7,8 Te 4-теллуropалладинит
3. (Pt 0,8 Pd 0,1) 0,9 S 1 – куперит
4. (Pt 0,4 Pd 0,48 Ni 0,1) 0,98 S 1- брэггит
5. (Pd 0,87 Pt 0,02 Fe 0,1) 0,99 S 1 - высокоцит

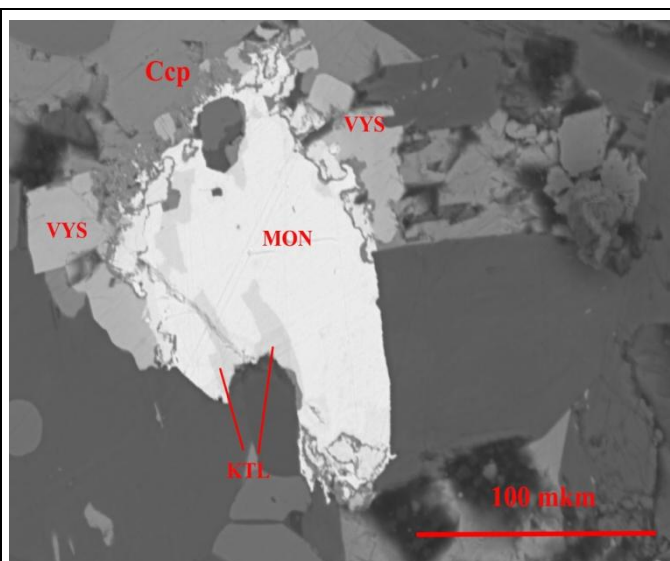


Рис. 47 Ксеноморфный агрегат раннего мончеита с зональными структурами распада котульскита и каймой из высокоцита. Rem фото. Порядок минералообразования **MON-KTL-VYS**

1. (Pt 0,9 Pd 0,01) 0,91 (Bi 0,02 Te 2) 2,02 - мончеит
2. (Pd 1,1 Pt 0,02) 1,12 (Te 1 Bi 0,1) 1,01 – котульскит
3. (Pd 0,86 Pt 0,07 Ni 0,08) 1,01 S 1 -высоцкит

На отдельных интервалах встречается уникальные агрегаты МПГ, кристаллизовавшиеся в условиях температурной инверсией (Рис.46,47), при которой висмута-теллуриды представленные теллуropалладинитом котульскитом, мончеитом формируются в ранней

минеральной ассоциации. Они имеют гипидиоморфный облик с ровными границами, а по их кайме развиваются структуры распада твёрдых растворов Pd-изоферроплатина, которая имеет форму деформированного кольца. После происходит формирование более поздней реакционной каймы, сложенной куперитом., которая развивается по перефирийной части зёрен изоферроплатины. Здесь наблюдается сложная зональность в сульфидах МПГ. Позже формируются брэггит и высокоцит, обрамляющие внешнюю зону кристалла.

Основная часть висмута-теллуридов МПГ характерна для руд ранней минеральной ассоциации. К ним относятся мончеит, теллурупалладинит и котульскит. К поздним минералам также относятся котульскит, мончеит.

Теллурупалладинит формирует ксеноморфные (размером от 10 до 25) и крупные гипидиоморфные (размером от 20 до 100 μm) агрегаты. Образуется в ранней минеральной ассоциации после изоферроплатины с брэггитом при температурной инверсии.

Мончеит образует ксеноморфные, иногда гипидиоморфные зёрна. Часто встречается в сростании с халькопиритом и пентландитом (рис. 51), а также локализуется вблизи сульфидных минералов. Встречается в сростании с брэггитом и в ассоциации с котульскитом, последний образует в мончеите структуры распада.

Котульскит формирует гипидиоморфные, ксеноморфные агрегаты размером от 5 до 50 μm . Встречается в парагенезисе с халькопиритом и пентландитом (Рис. 47). Образуется зональные структуры распада в мончеите (рис.) и теллурупалладините. Формирует расслоенные сростания с электрумом (рис. 45). Нередко наблюдается в виде секущих микропрожилков (Рис. 48) и весьма тонкой (<5 μm) интерстициальной вкрапленности.

Стиллуотерит образует ксеноморфные агрегаты, нередко в сростании с сульфидными минералами (рис. 52). Так же встречается в силикатах вмещающих пород, образуя призматические кристаллы (Рис. 51). Размеры зерен стиллуотерита не превышают 15 μm .

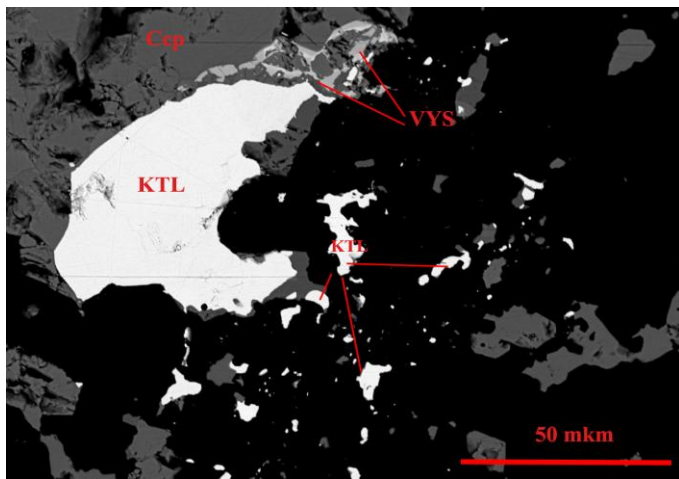


Рис. 48 ППШ 114,9 Срастание крупного агрегата котульскита с халькопиритом и скелетными срастаниями высокоцита. Rem фото.

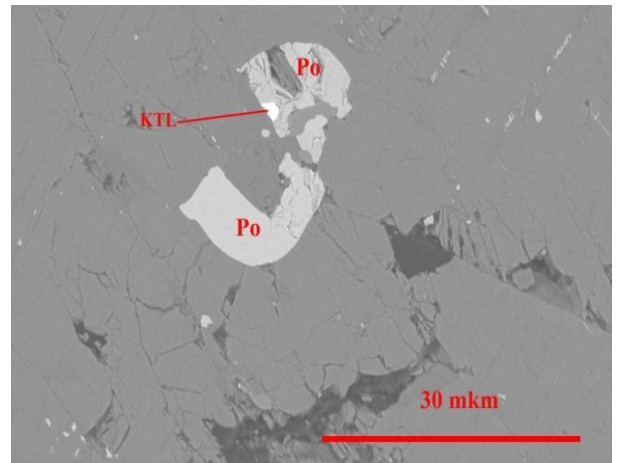


Рис. 49 ППШ 119,35-1 Гипидиоморфный кристалл котульскита на границе пирротина и породообразующего силиката . Rem фото

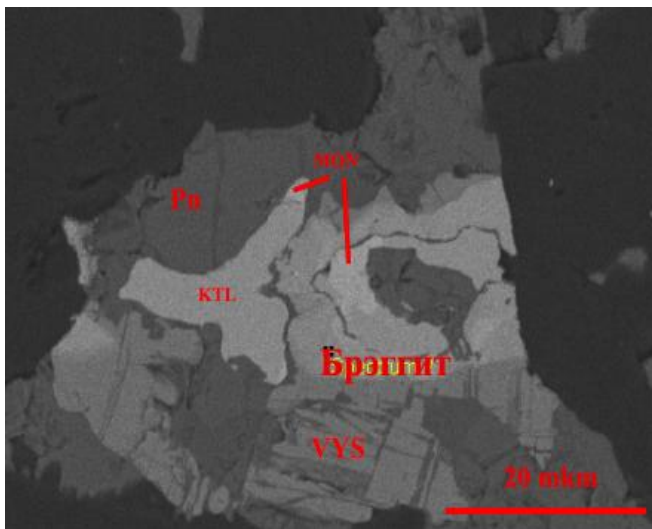


Рис. 50 Срастания висмута-теллуридов и деформированных сульфидов МПГ в пентландите. Rem фото

1. (Pt 0,9 Pd 0,08) 0,98 (Te 2,04 Bi 0,08) 2.12-мончеит

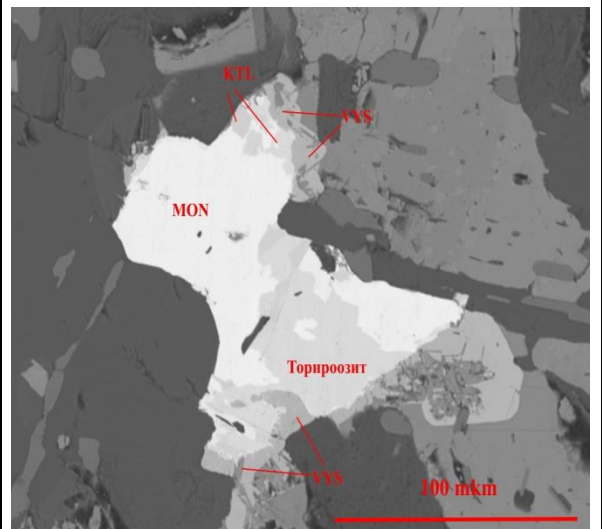


Рис. 51 Сложные зональные срастания мончеита котульскита и высокопалладистого торнроозита с каймой из высокоцита. Rem фото.

1. (Pt 0,9 Pd 0,01) 0,91 (Te 2 Bi 0,02)

<ol style="list-style-type: none"> 2. (Pd 0,9 Pt 0,06 Ni 0,3) 1,26 S 1-высоцкит 3. (Pt 0,44 Pd 0,54 Ni 0,1) 1,08 S 1-брэггит 4. (Pd 1,2 Pt 0,04 Ni 0,1) 1,34 (Te 1 Bi 0,04) 1,04 - котульскит 	<p>2.02- мончеит</p> <ol style="list-style-type: none"> 2. Pd 13,9 As 2,2 Te 2- торнроозит 3. (Pd 0,86 Pt 0,07 Ni 0,08) 1,01 S 1-высоцкит 4. (Pd 1,1 Pt 0,02) 1,12 (Te 1 Bi 0,1) 1,01- котульскит
--	--

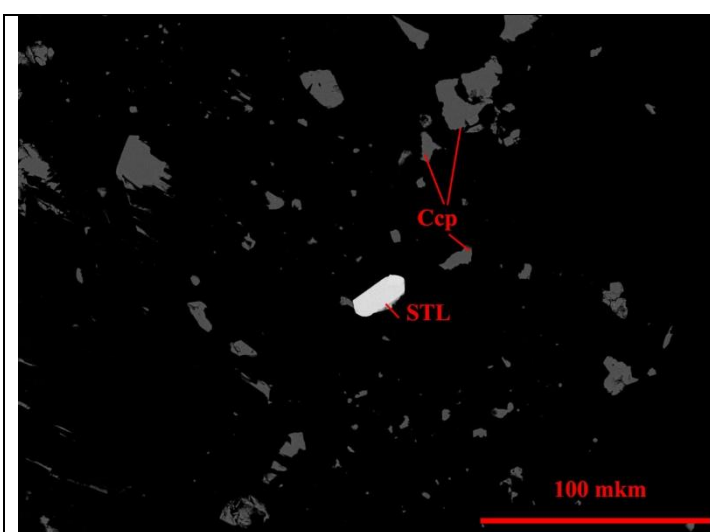


Рис.52 Гипидиоморфный, псевдопризматический кристалл стиллуотерита в силикатной матрице породы. Rem фото

1. Pd 9,6 As 3- стиллуотерит

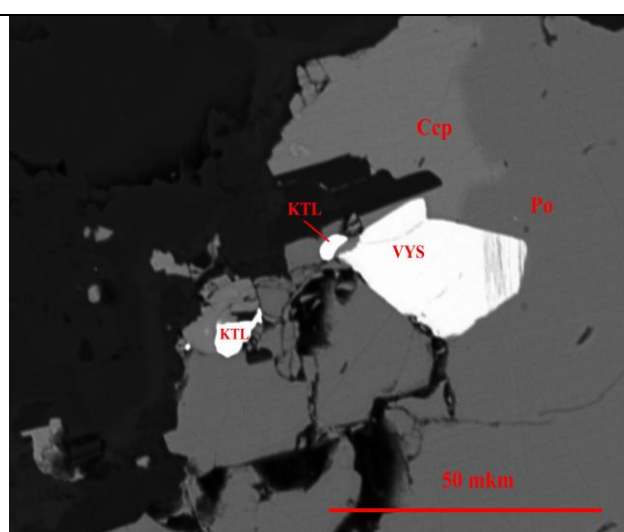


Рис. 53 Гипидиоморфный кристалл высокоцита и ксеноморфные кристаллы котульскита в срастании с пирротинном и халькопиритом..

1. (Pd 0,8 Pt 0,09 Ni 0,2) 1,09 S 1-высоцкит
2. (Pd 1,1 Pt 0,05) 1,15 Te 1- котульскит
3. Fe 4,5 (Ni 4,6 Co 0,1) 4,7 S 8- пирротин
4. Cu 1,0 (Fe 1,0 Au 0,03) 1,03 S 2 - халькопирит

Ведущими среди МПГ по распространенности являются: висоцкит, брэггит, котульскит, куперит, теллуropаладанит, мончеит, изоферроплатина. Все основные минералы благородных металлов могут быть подразделены на раннюю – сульфидно-теллуридную и позднюю – арсенидно-теллуридную минеральные ассоциации. Типоморфными для ранней ассоциации МПГ являются сульфиды и висмута-теллуриды ЭПГ (изоферроплатина, брэггит, куперит, висоцкит, мончеит), а также палладистое золото, ассоциирующие с главными сульфидами – пирротин, халькопиритом и пентландитом. Для поздней ассоциации наиболее типичны мончеит, меренскит, теллуropаладанит, котульскит, стиллуотерит. Котульскит является сквозным минералом и широко распространен как в ранней, так и в поздней ассоциации.

Общая последовательность минералообразования: **изоферроплатина-теллуropалладанит-куперит-брэггит-высоцкит-мончеит-котульскит-стиллиотерит.**

Выводы:

1) Основными рудными минералами являются: халькопирит, пирротин, магнетит, ильменит, пентландит, пирит. Различия в основном в соотношении количества этих минералов и в морфоструктурных особенностях.

2) МПГ размером $> 15-20$ мкм часто образуют зональные срастания со структурами распада;

3) МПГ представлены сложными агрегатами, образовавшимися в ходе температурной инверсии;

4) Размеры мончеита, висоцкита, котульскита, теллуropалладанита существенно преобладают над размерами других агрегатов МПГ;

5) Наибольшую изменчивость состава в сравнении с другими МПГ обнаруживает висоцкит, брэггит и котульскит.

Глава 6. Распределение Pt, Pd, Au, Cu, Ni и S в породах разреза скважины P-455

Исследования распределения содержаний Pt, Pd, Au, Cu, Ni, S и по разрезу скважины P – 455 выявили крайне неравномерное распределение данных элементов (Рис.54,55).

В разрезе скважины 455 отмечается два участка с повышенными содержаниями ЭПГ. Это интервал. 127,75-110,4 м. с содержаниями Pt от 0,025 до 10,6 г/т, Pd от 0,01 до 14,7 г/т, Au от 0,01 до 1,12 г/т, находящийся в кровле Габброноритовой зоны 1 и приуроченный к пачке среднезернистых пижонитовых габброноритов, пойкилитовых, такситовых и крупно-среднезернистых габброноритов, пойкилитовых, массивных (Рис. 55).

Значение Pd/Pt в интервале 127,75-110,4 м. имеет широкий диапазон значений от 0,4 до 11,89. Содержание Cu варьирует от 0,009 до 0,32 масс.%. Содержание Ni меняется незначительно от 0,01 до 0,12 масс. %. Второй интервал с повышенным содержанием ЭПГ расположен на уровне 70,80- 72,40 м. и приурочен к мелко-среднезернистым габброноритам габбро-офитовым, такситовым. Содержание Pt колеблется от 0,12 до 1,88 г/т, Pd от 0,09 до 4,16 г/т, содержание Au меняется от 0,01 до 0,3 г/т.

Величина Pd/Pt от 0,75 до 2,21 (рис. 57). Содержание Cu на интервале 70,80- 72,40 м. имеет значения 0.012-0,079 масс.%, Ni 0,023-0.043 масс. %. ЭПГ по разрезу скважины имеют значимую прямую корреляционную зависимость с Cu-Ni сульфидами, Cu ($r_{Pt}=0.81$, $r_{Pd}=0.85$, $r_{Au}=0.86$), Ni($r_{Pt}=0.73$, $r_{Pd}=0.72$, $r_{Au}=0.78$) (Табл. 2). Однако есть интересные заметные изменения корреляционных связей между различными интервалами значений ЭПГ. В области значений Pt+Pd+Au (ниже 0,4 г/т) корреляция между Cu-Ni сульфидами отсутствует, а значение Pd/Pt имеет широкий диапазон значений от 0,05 до 8. Другая картина фиксируется в интервале содержаний суммы благородных металлов более 0,4 г/т.

Изучаемые корреляционные взаимоотношения становятся очень высокими, положительными, мы наблюдаем резкие тренды синхронного возрастания содержаний благородной и сульфидной минерализаций, достигающих максимальных значений концентраций (Pt+Pd+Au)=26,42 г/т, Cu+Ni = 0.5 масс. % и S=0.9 масс. % (рис.57). В этом интервале разреза Pd-Pt отношение меняется от 2 до 3,5.

При относительном постоянстве состава наблюдаются аномальные содержания Pd минерализации на интервале 118,2-118,6. При значении PGE+Au меньше 1 г/т нет связи с сульфидами, а выше заметно увеличивается содержание платиноидов. Отношение Pd/Pt минерализации весьма постоянно, за исключением интервала 115,3-115,6, в котором отношение Pd/Pt 11,89.

В целом, наблюдается тенденция увеличения содержания PGE на интервале от 126,4 до 118,2, за исключением интервал 122,50-121,55.

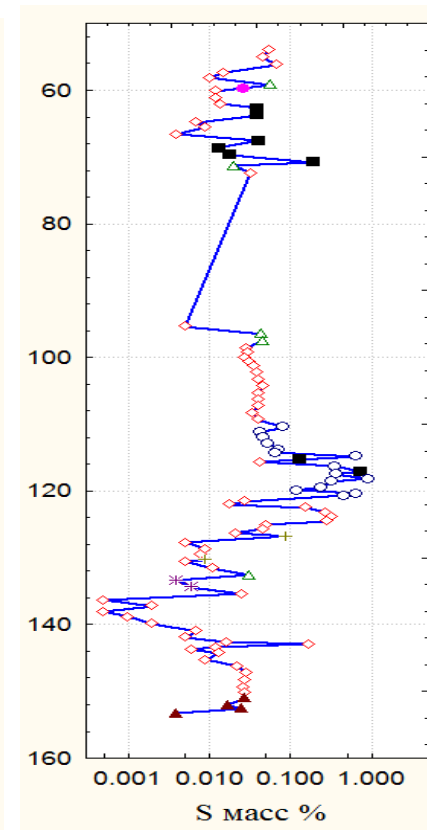
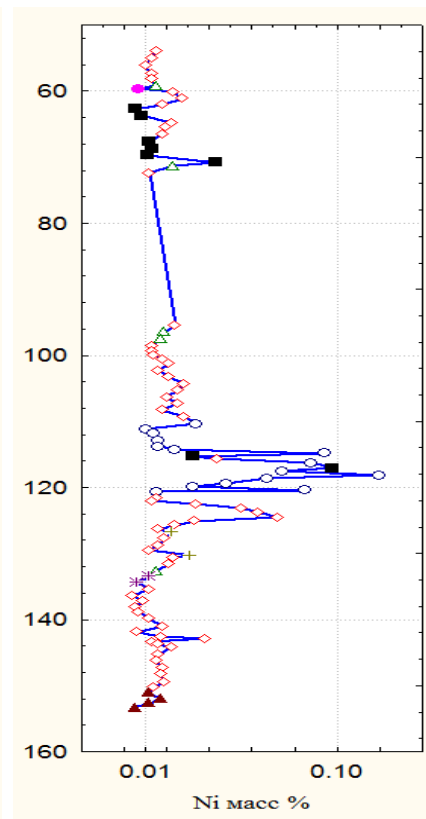
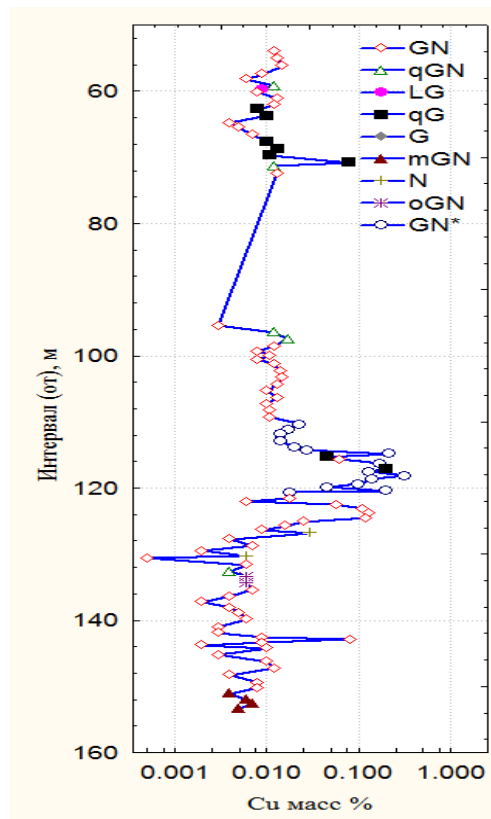
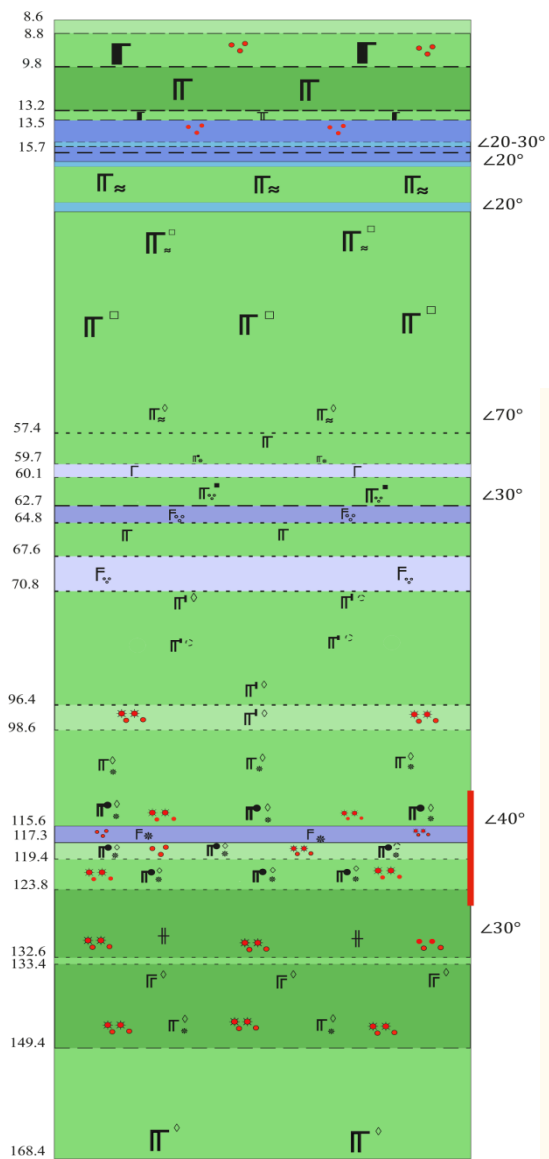


Рис. 54 Распределение содержаний элементов Cu, Ni, S. по разрезу СКВ. Р - 455. Условные обозначения пород смотреть на рис. 8

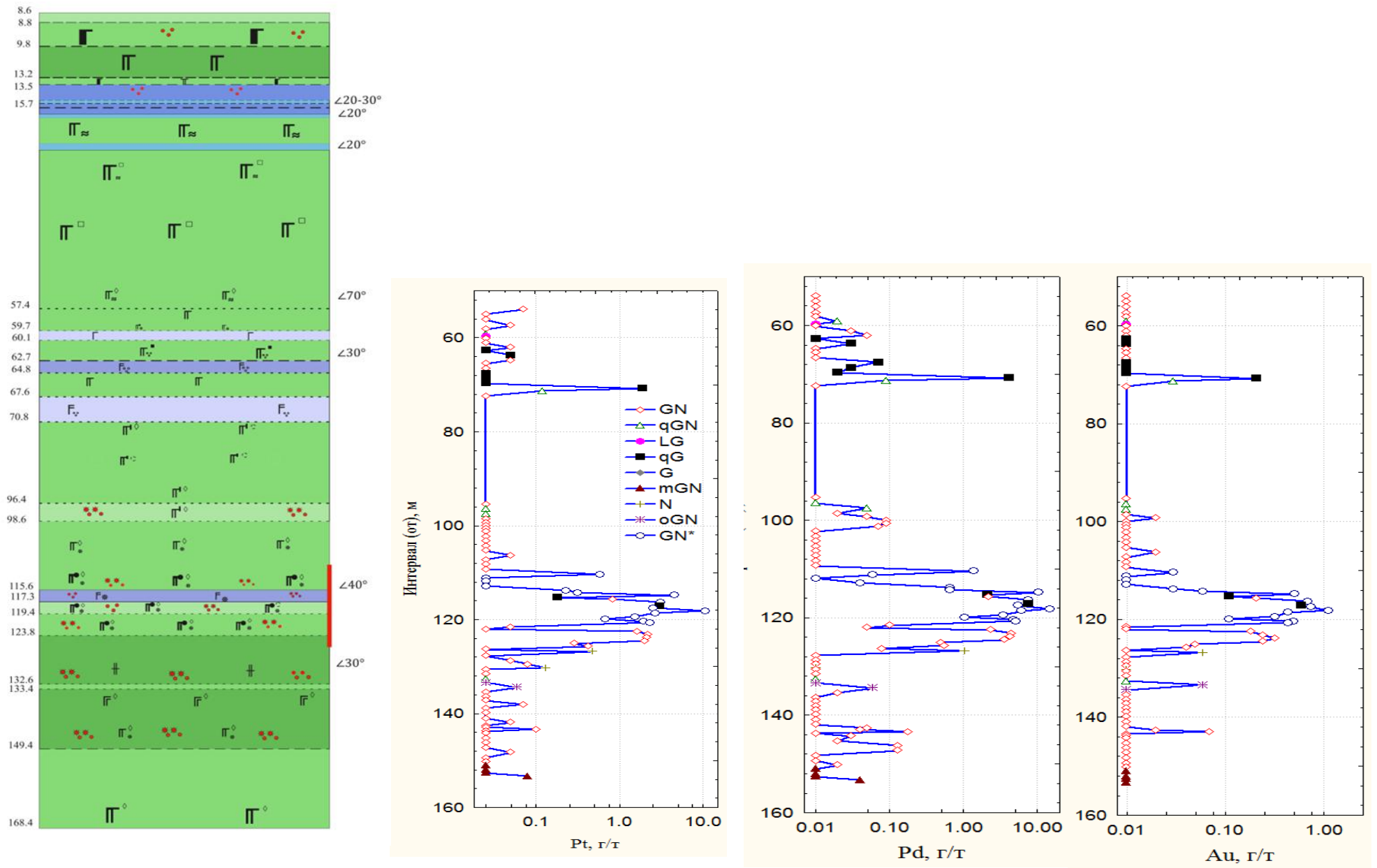


Рис. 55 Распределение содержаний элементов Pt, Pd, Au. По разрезу СКВ. Р-455. Условные обозначения пород смотреть на рис. 8

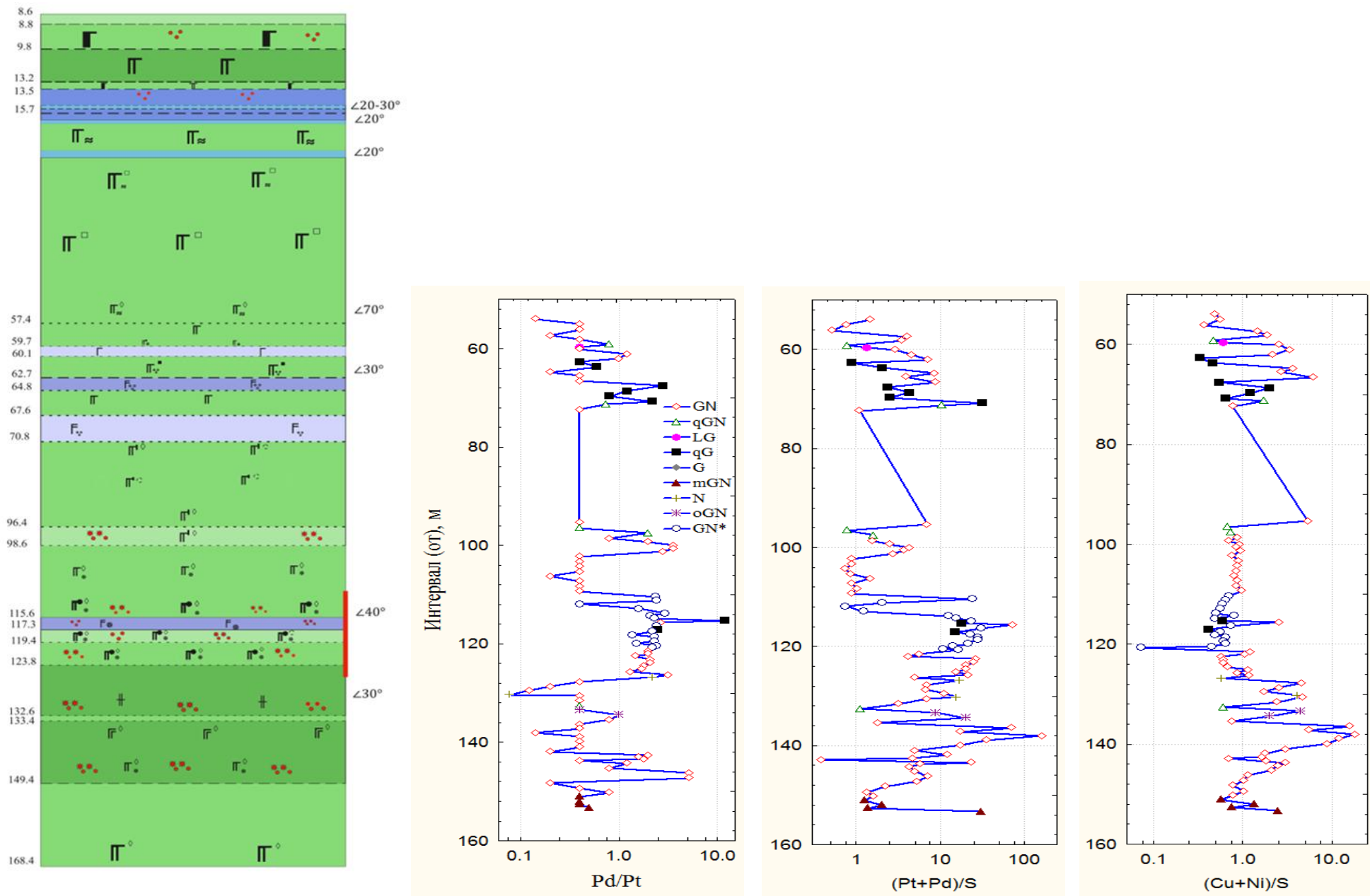


Рис. 56 Распределение отношений элементов Pd/Pt, (Pt +Pd)/S, (Cu+Ni)/S по разрезу СКВ. Р - 455. Условные обозначения породы смотрите на рис 8.

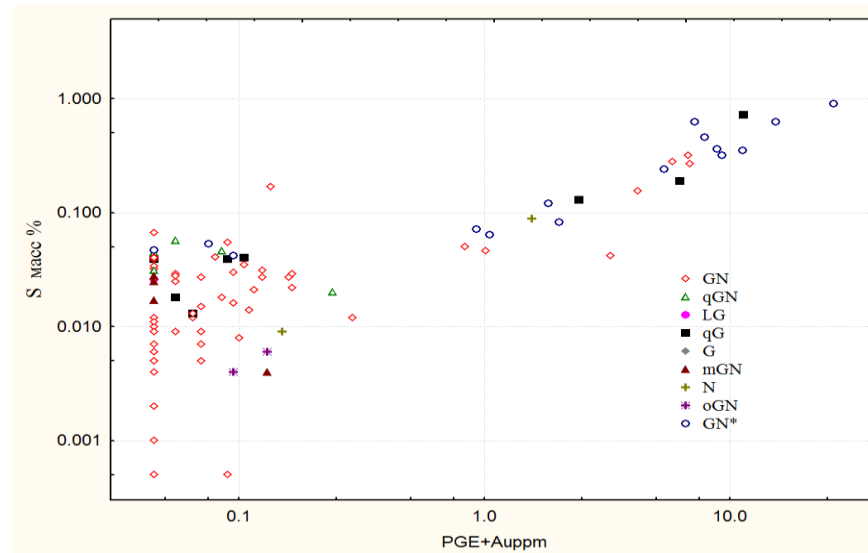
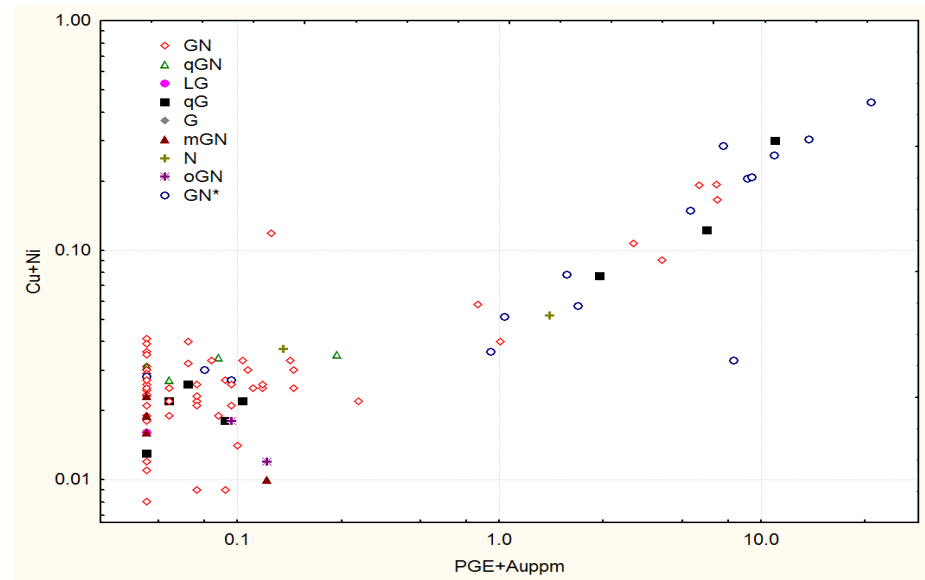
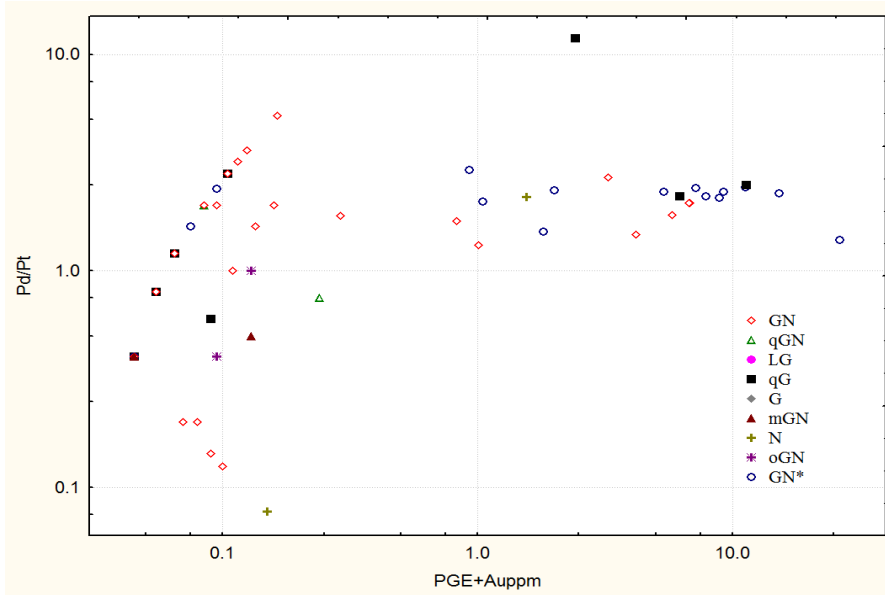


Рис. 57 Графики корреляционных зависимостей значений Au+Pd+Pt с Pd/Pt, Cu+Ni и S. СКВ.455

Переменная	Au	Pt	Pd	Cu	Ni	Cu+Ni	S	PGE+Au
Au	1,00							
Pt	0,94	1,00						
Pd	0,91	0,92	1,00					
Cu	0,86	0,81	0,85	1,00				
Ni	0,78	0,73	0,72	0,76	1,00			
Cu+Ni	0,88	0,83	0,84	0,92	0,95	1,00		
S	0,75	0,70	0,75	0,86	0,74	0,84	1,00	
PGE+Au	0,95	0,98	0,98	0,85	0,75	0,86	0,74	1,00

Таблица 2. Таблица коэффициентов корреляций для содержаний Cu, Ni, S, Pt, Pd в породах скважины Р - 455 по СКВ. Р – 455 (N=98, r 0,05)
(Красным выделены значимые коэффициенты корреляции.)

Выводы.

В результате изучения вещественного состава малосульфидной платинометальной минерализации рудной зоны «В» Восточно-Панского расслоенного массива были выявлены следующие результаты:

1. По результатам изучения геологического строения разрез скважины Р-455 сложен пижонитовыми габброноритами, крупнозернистыми, с пойкилитовой структурой, такситовой текстурой **bb_xpCaq** и мезократовыми габброноритами с габбро-офитовой структурой и массивной текстурой **bpCa**.
2. Наблюдается петрографический контроль, выраженный в приуроченности платинометальной малосульфидной минерализации к пижонитсодержащим и пижонитовым габброноритам, что может быть использовано как поисковый признак.
3. МПГ часто встречаются в парагенезисе с сульфидными минералами, чаще всего образуя сростания с пирротинном и халькопиритом, или локализуются вблизи агрегатов сульфидных минералов.
4. Выявлено, что содержания ЭПГ во всех трех скважинах, имеют жесткую корреляционную связь с количеством медно-никелевых сульфидов.
5. В составе платинометальной минерализации входят 8 минералов платиновой группы. Наиболее распространенными являются минералы гр.высоцкит - брэггита, котульскит , теллурупалладинит мончеит. МПГ формируют различные по размеру и морфологии сложные зональные сростания.
6. В области значений $Pt+Pd+Au < 0,4$ г/т корреляция между Cu-Ni сульфидами слабая, а значения Pd/Pt имеет широкий диапазон значений от 0,4 до 11,89. В области значений $Pt+Pd+Au > 1$ г/т мы наблюдаем резкие тренды синхронного возрастания содержаний благородной и сульфидной минерализаций.

Обсуждение результатов.

- По результатам изучения геологического строения разрез скважины Р-455 сложен пижонитовыми габброноритами, крупнозернистыми, с пойкилитовой структурой, такситовой текстурой **bb_xpCaq** и мезократовыми габброноритами с габбро-офитовой структурой и массивной текстурой **bpCa**.
- В скважине № 455 рудный интервал фиксируется в интервале от 127,7 до 110,4 м., а также на интервале 70,1 м. Вмещающими породами для интервала 120,6-110,6 являются пижонитовые габбронориты, крупнозернистые, пойкилитовые, такситовые, **bb_xpCaq**. Вторичные изменения породообразующих минералов средней степени интенсивности. Перекрывают рудный интервал кварцевые габбронориты, мелко - среднезернистый, габбро-офитовые с элементами пойкилитовой структуры, с массивной текстурой **bpCaq**. Подстилают габбронориты мелко-среднезернистые, имеющие габбро-офитовую структуру на отдельных участках пойкилитовую и пятнистую текстуру.
- Платинометальная минерализация приурочена к интервалам убогой сульфидной вкрапленности (0.5-2%) пирротин-пентландит-халькопиритового состава. Выявлено, что содержания ЭПГ скважине Р-455, имеют жесткую корреляционную связь с количеством медно-никелевых сульфидов. Но в то же время присутствие сульфидов не всегда свидетельствует о наличии платинометальной минерализации и высокие концентрации элементов платиновых групп могут не сопровождаться повышенным содержанием сульфидной минерализации.
- Изучаемые корреляционные взаимоотношения становятся очень высокими, положительными, мы наблюдаем резкие тренды синхронного возрастания содержаний благородной и сульфидной минерализаций, достигающих максимальных значений концентраций (Pt+Pd+Au)=26,42 г/т, Cu+Ni = 0.5 масс. % и S=0.9 масс. %. В этом интервале разреза Pd-Pt отношение меняется от 2 до 3,5
- Ведущими среди МПГ по распространенности являются: висоцкит, брэггит, котульскит, куперит, теллуropаладанит, мончеит, изофероплатина. Все основные минералы благородных металлов могут быть подразделены на раннюю – сульфидно-теллуридную и позднюю – арсенидно-теллуридную минеральные ассоциации. Типоморфными для ранней ассоциации МПГ являются сульфиды и висмута-теллуриды ЭПГ (изофероплатина, брэггит, куперит, висоцкит, мончеит,), а также палладистое золото, ассоциирующие с главными сульфидами – пирротин, халькопиритом и пентландитом. Для поздней ассоциации наиболее типичны мончеит, меренскит, теллуropаладинит,

котульскит, стиллуотерит. Котульскит является сквозным минералом и широко распространен как в ранней, так и в поздней ассоциации. Общая последовательность минералообразования: **изоферроплатина-теллурупалладинит-куперит-брэггит-высоцкит-мончеит-котульскит-стиллиотерит.**

Список литературы:

1. Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазоносная провинция: (геология, петрология, геохимия и минералогия) / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Изд-во МГУ, 2000. 523 с
2. Вагнер П.А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. М.-Л.: Цветметиздат, 1932.
3. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Полферов Д.В., Тарновецкий Л.Л. Платинометалльные малосульфидные месторождения в ритмично расслоенных комплексах //Платинометалльные месторождения мира. М.: ЗАО «Геоинформмарк».1994. Т. 1. 279 с.
4. Загородный В.Г., Предовский А. А., Басалаев А. А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид (Геология, геохимия, история развития). Л., Наука, 1982. 279 с.
5. Карпов С. М. «Геологическое строение Панского интрузива и особенности локализации в нем комплексного платинометалльного оруденения» Дис. канд. геол.-минерал. наук : 25.00.11 : Апатиты, 2004 207 с.
6. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др. Кольский глубинный коллизион: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении. Вестник Санкт-Петербургского ГУ. 1997.. № 3. С. 5-18.
7. Митрофанов Ф. П., Чашин В. В. Палеопротерозойская Имандра-Варзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный магматизм и минералогия. Геодинамика и тектонофизика, 2014, том 5, выпуск 10, с. 231-256
8. Лазаренков В. Г., Петров С.В., Таловина И.В. «Месторождения платиновых металлов», Москва, Недра 2002. 267 с.
9. Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр 2000г.
10. Проскуряков В. В., Увадьев Л. И., Воинова О. А. Лампроиты Карело-Кольского региона. – Докл. АН СССР, 1990, т. 314 № 4, с. 940-943
11. Смолькин В. Ф. Вулкано-плутонические ассоциации нижнепротерозойских поясов и их рудоносность. – В кн.: Петрология и критерии оценки рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых формаций Карело-Кольского региона. Апатиты, 1985 с. 34-50

12. Смолькин В. Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. Л., Наука, 1992. 200 с.
13. Смолькин В. Ф., Митрофанов Ф. П. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. В 2-х частях.. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 2004. 344 с.
14. Терехов Е. Н. Лапландского-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы балтийского щита, 2007г.
15. Чернышов Н.М. Перспективы платиноносности Воронежского кристаллического массива // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 242-257
16. Шарков Е. В. «Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения» Научный Мир, 2006 г. с. 65
17. Щеглова А. Д., Москалева В. Н., Марковский Б. А., и др Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита.; Под ред Щеглова А.Д. – СПб: Недра, 1993. –244 с.
18. Hess H.H. Stillwater igneous complex, Montana // Geol.Soc.Amer. 1960.Mem. 80. 230 p
19. Lamber D.D., Morgan J. W., Walker R.J. et al. Rhenium-osmium and samarium-neodymium isotopic systematics of the Stillwater complex // Science. 1989. V. 244. N2909. P. 1169-1174.
20. Sharkov E.V., Bogatkov O.A., Krasivskaya I.S., 2000. The role of mantle plumes in the early Precambrian tectonics of the eastern Baltic Shield. Geotectonics 34 (2), 85–106 с.

Фондовые материалы

Войтехович В.С., Казанов О.В., Калинин А.А. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на платинометальное оруденение в восточной части массива Панских тундр в 2006-2008 гг. ООО «Кольская горно-геологическая компания», г.Апатиты, ноябрь 2008 г.

Спектр	№ образца	Fe	Cu	Ni	S	Co	Zn	Pd	Au	Кристаллохимическая формула	Минерал
119.35-1											
2		57,12			39,99				2,9	Fe 0,8 Au0,02 S 1	Пирротин
5		28,18	37,49		32,97		2,37			Cu1,1 Fe0,9 Zn0,1 S2	Халькопирит
6		39,73		20,62	39,66					Fe 4,6 Ni2,3 S8	Пентландит
25		28,82		35,23	33,35	1,903		0,696		Fe 4,0 Ni4,6 (Co 0,3 Pd 0,1)S 8	Пентландит
118,3											
1		31,92		34,7	32,32	1,06				Fe 4,5 Ni 4,6 Co 0,1 S 8	Пентландит
2		57,84		1,96	40,2					Fe 0,82 Ni 0,03 S 1	Пирротин
16		29,75	33,48		33,94				2,86	Cu 1,0 Fe 1,0 Au 0,03 S 2	Халькопирит
120,6 - 1											
3		29,98	35,13		34,39					Cu 1,0 Fe 1,0 S2	Халькопирит
16		59,58			40,42					Fe 0,8 S 1	Пирротин
20		29,66		35,74	34,6					Fe 4,0 Ni 4,6 S 8	Пентландит
120,8 - 2											
1		59,29			38,78				1,94	Fe 0,9 Au 0,01 S 1	Пирротин
7		30,5	34,41		33,78		1,32			Cu 1,0 Fe 1,0 Zn 0,04 S 2	Халькопирит
114,9											
5		33,08	35,61		30,31					Cu 1,0 Fe 1,0 S 2	Халькопирит
15		29,88	35,86		34,7					Fe 4,0 Ni 4,6 S 8	Пентландит

Таблица. 3 Приложение 1. Исследование составов рудных минералов с использованием микронзондового анализа по скважине 455. Состав сульфидных минералов.

Спектр	№ образца	Pt	Pd	Au	Ag	Ni	Fe	S	Te	Bi	Кристаллохимическая формула	Минерал
1	119.35-1		46,2						52,42		Pd _{1,1} (Te 1 Bi 0,01)	котульскит
3		37,12	37,29			4,17	1,86	19,57			(Pt 0,3 Pd 0,6 Ni 0,1 Fe 0,05)S 1	брэггит
10			34,6	28,13	37,27						(Pd _{0,32} Au 0,14 Ag 0,35)	неназванный минерал
12		90,5					9,5				(Pt 2,7)Fe 1	изоферроплатина
13			65,41						33,74		Pd 9,3 Te 4	теллурупалладинит
16		2,43	68,29				5,54	23,75			(Pd 0,87 Pt 0,02 Fe 0,1) S 1	высоцкит
18		77,17	6,09					16,74			(Pt 0,8 Pd 0,1) S 1	куперит
21			46,56				1,76		51,65		Pd 1,1 Fe 0,08 Te 1	котульскит
23		39,2	2,45						58,34		Pt _{0,9} Pd 0,1 Te 2	мончеит
24		1,62	69,32			6,08		22,23			(Pd 0,9 Pt 0,01 Ni 0,1) S 1	высоцкит
	118,3											
3		40,13	33,38			5,47		21,02			(Pt 0,3 Pd 0,48 Ni 0,1) S 1	брэггит
4		1,68	66,96			8,28		23,09			(Pd 0,9 Pt 0,01 Ni 0,2) S 1	высоцкит
11			51,63		9,17				38,38		Pd 1,6 Ag 0,3 Te 1	котульскит
14		1,27	47,17						51,59		Pd 1,1 Pt 0,02 Te 1	котульскит
	120,6 - 1											
30		40,45	0,22						57,53	1,79	Pt 0,9 Pd 0,01 Bi 0,02 Te 2	мончеит
32		9,89	64,33			3,14		22,64			Pd 0,86 Pt 0,07 Ni 0,08 S 1	высоцкит
36		1,37	42,36						45,26	11	Pd 1,1 Pt 0,02 Bi 0,1 Te 1	котульскит
81		64,76	6,45	1,55		1,77	3,24	21,6			Pt 0,5 Pd 0,1 Au 0,01 Ni 0,04 Fe 0,09 S 1	куперит
	120,8 - 2											
12		5,46	64,1	2,19		5,79		22,46			Pd 0,9 Pt 0,04 Au 0,02 Ni 0,1 S 1	высоцкит
13		0,77	46,48			1,78			48,14	2,818	Pd 1,2 Pt 0,01 Ni 0,08 Bi 0,04 Te 1	котульскит

16		1,7	60,29					38,02		Pd 7,7 pt 0,1 Te 4	теллуropалладинит
17		41,07	33,44			4,58		19,23		Pt 0,4 Pd 0,5 Ni 0,1 S 1	брэггит

Таблица. 4 Состав МПГ по Сквaжине Р-455

