Bonilikas Okanung

КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР Геологический институт

З.М.Волошина, В.К.Каржавин, В.П.Петров

# МЕТАМОРФИЗМ И РУДОГЕНЕЗ В ПЛАТИНОНОСНОМ ПАНСКОМ ИНТРУЗИВНОМ МАССИВЕ

(Кольский полуостров)

Эбссийская Академия Э

КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР Геологический институт

Э.М.Волошина, В.К.Каржавин, В.П.Петров

## МЕТАМОРФИЗМ И РУДОГЕНЕЗ В ПЛАТИНОНОСНОМ ПАНСКОМ ИНТРУЗИВНОМ МАССИВЕ (Кольский полуостров)

Под редакцией академика РАН Ф.П.Митрофанова

Апатиты 2008 Печатается по постановлению Президиума Кольского научного центра Российской Академии наук

#### УДК 552.4 + 553.54 ISBN 978-5-91137-062-6

## 3.М.Волошина, В.К.Каржавин, В.П.Петров Метаморфизм и рудогенез в платиноносном Панском интрузивном массиве (Кольский полуостров)

- Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2008. - 140 с.

Монография посвяшена характеристике постмагматических преобразований и изучению их роли в формировании сульфидной И платинометалльной минерализации в расслоенном габбро-норитовом Панском интрузиве. На основе оригинальных данных по петрографии, минералогии и геохимии пород безрудных И рудоносных зон массива обоснована многостадийность и различная геологическая природа проявленных в них метаморфических изменений. Выполненные с применением программы TWO оценки условий формирования минеральных парагенезисов, включая ассоциации платинометалльных минералов, свидетельствуют о специфической истории метаморфических преобразований интрузива. Термодинамическая эволюция этих явлений включает как обычный для интрузивных комплексов регрессивный автометаморфизм, сопряженный тренд (субсолидусные изменения И с остыванием интрузива), так и последующий, ступенчатый прогрессивнорегрессивный тренд от условий пренит-пумпеллитовой фации до амфиболитовой фации и затем вновь до зеленосланцевой и цеолитовой фации.

Физико-химическим моделированием показано разнообразие факторов, влияющих на процесс образования и эволюцию постмагматических минералов, их парагенезисов и флюида. Установлена корреляционная связь содержания серосодержащих компонентов флюида, сульфидов платины и палладия с соответствующим изменением величины парциального давления кислорода. Переход от автометаморфизма к наложенным преобразованиям Р-Т-уровня зеленосланцевой фации является своего рода окислительно-восстановительным "барьером" перераспределения компонентов системы C-H-S-O с переходом от окислительных условий к восстановительным. Процесс минералообразования в рудных зонах происходил с участием водно-углекислого флюида при незначительной концентрации водорода и сероводорода.

Книга рассчитана на специалистов в области геологии, петрологии и металлогении, а также будет полезна студентам геологических специальностей вузов.

Илл. - 73; табл. - 3; библ. - 95 наим.

Научный редактор акад. РАН Ф.П.Митрофанов

Рецензент к.г-м.н. М.И.Дубровский

- © Волошина З.М., Каржавин В.К., Петров В.П., 2008
- © Геологический институт КНЦ РАН, 2008
- © Кольский научный центр РАН, 2008

Russian Academy of Sciences

KOLA SCIENCE CENTRE Geological Institute

Z.M.Voloshina, V.K.Karzhavin, V.P.Petrov

## METAMORPHISM AND ORE GENESIS IN THE PLATINUM-BEARING PANSKY INTRUSION (THE KOLA PENINSULA)

Edited F.P.Mitrofanov, Acad. of the RAS

Apatity 2008 Published by decision of the Presidium of the Kola Science Centre Russian Academy of Sciences

UDC 552.4 + 553.54 ISBN 978-5-91137-062-6

## Z.M.Voloshina, V.K.Karzhavin, V.P.Petrov Metamorphism and ore genesis in the platinum-bearing Pansky intrusion (the Kola peninsula)

- Apatity: Print. Kola Science Centre RAS, 2008. - 140 p.

The monograph is devoted to characterization of the post-magmatic transformations and to the analysis of their role in the sulphide and PGE mineralization formation in the Pansky layered gabbronorite intrusion. Based on the original data on petrography, mineralogy and geochemistry of barren and ore-bearing zones of the intrusion, the multiple and various geological nature of metamorphic changes occurred in these zones has been substantiated. Based on the TWQ-program, the conditions for the mineral paragenesis formation, including the PGE association, have been evaluated to testify to the specific history of the metamorphic transformations of the intrusion. The thermodynamic evolution of these phenomena includes both the regressive, usual for intrusive complexes, trend (subsolidus change and autometamorphism coinciding in time with intrusion cooling) and a subsequent, multiple progressive-regressive trend – from the prenite-pumpellyite facies conditions to those of amphibolite facies and then again to those of the greenschist and zeolite facies. Physical-and-chemical modelling has shown the variety of factors influencing the process of of the post-magmatic minerals formation and evolution, their paragenesis, and the fluids content.

A correlation connection has been established between the sulfur-bearing components content in fluid, platinum and palladium sulphides and the corresponding change of the partial pressure of oxygen in value. The mineralization processes in the ore zones occurred with participation of the water-carbonic fluid, with the hydrogen and carbon sulphide concentration being insignificant.

For specialists in geology, petrology and metallogeny, as well as for high school students of the geological faculties.

III. -73; tabl. -3; bibl. -95 publ.

Editor (Science)

F.P.Mitrofanov, Acad. of the Russian Academy of Sciences

Reviewer

M.I.Dubrovsky, Ph.D. (Geol.-Mineral)

- © Geological Institute KSC RAS, 2008
- © Kola Science Centre RAS, 2008

<sup>©</sup> Voloshina Z.M., Karzhavin V.K., Petrov V.P., 2008

#### ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

Аб – альбит Акт – актинолит Альм – альмандин Амф – амфибол Ан – анортит Анн – аннит Ап - апатит Би, Бт – биотит Ви – виоларит Гд – геденбергит Гр – гранат Гросс – гроссуляр Ди – диопсид Ил – ильменит Карб – карбонат Кв – кварц КПи – клинопироксен Кпш – калишпат Кумм – куммингтонит Кц – клиноцоизит Лк – лейкоксен Мик – микроклин Мт – магнетит Му – мусковит Ол – оливин

ОПи – опироксен Пен – пентландин Пи – пироксен Пир – пирит Пирр – пирротин Пл – плагиоклаз Пр – пренит Прп – пироп Пум – пумпеллиит Р-рудные Сер – серицит Серп – серпентин Сосс – соссюрит Спес – спессартин Сф – сфен Тлк – тальк Тр – тремолит Тур – турмалин ТМг – титаномагнетит Фл – флогопит Хл – хлорит Хпир – халькопирит Цо – цоизит Черм – чермакит Эд – эденит Эп – эпидот

Fe-черм – феррочермакит Cul – сульфиды Pt – платина PtS – куперит Pd – палладий PdS – высоцкит NiS – миллерит NiS<sub>2</sub> – ваэсит Ni<sub>3</sub>S<sub>2</sub> – хизлевудит Cu<sub>2</sub>S – халькозин FeS – пирротин FeS<sub>2</sub> – пирит CuFeS<sub>2</sub> – халькопирит Cu<sub>5</sub>FeS<sub>4</sub> – борнит С-углерод СО – оксид углерода СО2 – диоксид углерода СН<sub>4</sub> – метан  $S_2 - cepa$ SO<sub>2</sub> – диоксид серы H<sub>2</sub>S – сероводород О2 - кислород Н<sub>2</sub> – водород W – вода

Месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ), связанные с расслоенными базит-гипербазитовыми комплексами, привлекают в последние десятилетия особенно пристальное внимание. Повышенный интерес к этим месторождениям, несомненно, стимулируется прежде всего утилитарными, экономическими факторами, роль которых прогрессивно со временем только возрастает. При этом становится все более очевидным, что успешно решить прагматические научные цели и задачи, такие как разработка критериев прогнозирования, поисков, оценка масштабов и экономической рентабельности подобных месторождений, а далее и разработка технологии добычи руд и их переработки, вплоть до получения конечных продуктов, невозможно без исследования и разрешения целого ряда теоретических, фундаментальных вопросов. К числу ключевых вопросов этого плана относятся – источник рудных и нерудных, в том числе флюидных, компонентов руд, формы и механизмы миграции, концентрирования ЭПГ и ассоциирующихся с ними элементов.

Комплексными исследованиями проблемы происхождения месторождений платиноидов было установлено, что интрудированная магма привела к формированию расслоенных базит-гипербазитовых интрузивов, вмещающих (или перспективных) оруденение ЭПГ (Митрофанов и др., 1999, 2002; Шарков, Богатиков, 1999; Додин и др., 2000). Процесс интрудирования магмы в земную кору протекал в широком временном интервале, в определенной геодинамической и геотектонической обстановке, и поэтому интрузивы обладают рядом специфических геохимических особенностей. Предполагается, что для платиноносных расслоенных комплексов палеопротерозоя исходные расплавы представляют собой продукты плавления высокодеплетированной мантии или сложные смеси выплавок из мантии и корового материала (Шарков, Богатиков, 2004). Глубинный, мантийный источник самих ЭПГ не вызывает сомнений у абсолютного большинства исследователей, тогда как для ряда других рудных компонентов предлагаются альтернативные гипотезы.

Концептуально практически всеми исследователями также принято, что концентрирование ЭПГ в расслоенных интрузивных массивах связано как со сложными внутрикамерными процессами магматической дифференциации и кристаллизации, так и с разнообразными, различными по природе флюидногидротермальными метасоматическими процессами (Гроховская, Клюнин, 1994; Евстигнеева, 1994; Неручев, Прасолов, 1995). В отдельно взятых интрузивах, в зависимости от геологических обстановок их становления, мощности тел, характера вмещающих пород и других факторов, реализация процессов концентрирования ЭПГ осуществлялась со своими особенностями, вследствие чего каждый из них индивидуален. Так, для интрузива Луккулаисвара (Северная Карелия) Т.Л.Гроховская и С.Ф.Клюнин (1994) предложили следующий механизм концентрирования ЭПГ. Во время кристаллизации основных расслоенных серий ЭПГ частично отделялись в сосуществующую с силикатным расплавом сульфидную жидкость, образуя интерстициальную сульфидную вкрапленность. Основная часть ЭПГ, в силу большей способности к комплексообразованию и будучи некогерентными элементами, переходила в остаточный расплав, постепенно накапливаясь в нем по мере уменьшения

объема магмы. На определенной стадии развития происходит резкое изменение магматической условий кристаллизации воздействием под флюилной. существенно водной фазы, что реализуется в формировании тонкорасслоенных серий пород, такситовых и других пород, в которых происходит образование ЭПГ-минерализации. Под воздействием флюидной фазы может происходить перекристаллизация частичное переплавление И пород (кумулатов). экстракция некогерентных компонентов остаточного дополнительная ИЗ расплава во флюид, с кристаллизацией которого связано и дальнейшее формирование ЭПГ-оруденения.

Примечательно, обсуждении происхождения ЭШчто при расслоенными докембрийскими месторождений, связанных с массивами. обычно единодушно подчеркивается необходимость и важность изучения роли процессов метаморфизма в их образовании или преобразовании. Однако при характеристике самих месторождений, как правило, наблюдающиеся в них постмагматические минеральные ассоциации в основном рассматриваются как связанные с эволюцией и воздействием флюидно-гидротермальных фаз, массивом. Роль генерируемых самим интрузивным наложенных метаморфических процессов, в частности, регионального метаморфизма, фиксируемого во вмещающих породах, почти не анализируется. Исследования по термодинамической истории платиноносных расслоенных интрузивов и связанной с ней флюидной эволюции контексте формирования В платинометалльной минерализации явно недостаточны.

Месторождения ЭПГ В расслоенных интрузивах, испытавших метаморфические преобразования, по нашему мнению, должны рассматриваться эндогенные рудообразующие системы. как сложные включающие метаморфические элементы магматическую и (или подсистемы) с их специфической историей развития. Было бы интересным и продуктивным провести сравнительное исследование интрузивных массивов, обладающих магматической историей, но находящихся разных сходной В фациях регионального метаморфизма, с различными проявлениями наложенных метаморфо-метасоматических процессов. Настояшая работа может рассматриваться как один из шагов в этом направлении. Она посвящена анализу данной проблемы на примере Панского массива Кольского полуострова. Данный массив обладает многими признаками, позволяющими рассматривать его как представителя докембрийских расслоенных вполне типичного базитинтрузивов с ЭПГ-оруденением малосульфидного гипербазитовых типа. Панский массив достаточно хорошо изучен. В последние годы ему посвящен целый ряд работ, освещающих геологическое строение, магматическую историю массива, строение и вещественный состав рудоносных горизонтов, детальную характеристику состава и особенностей рудной минерализации (Корчагин и др., 1994; Митрофанов и др., 1995, 1999, 2002; Латыпов, Чистякова, 2000; Карпов, 2004; Нивин и др., 2005; Волошина и др., 2002, 2007).

Геохронологические исследования пород массива уран-свинцовым методом по акцессорным цирконам и бадделеитам показали, что возраст массива варьирует в диапазоне 2450-2500 млн лет, что соответствует сумийскому периоду тектономагматической активизации в палеопротерозое (Баянова и др., 1994; Баянова, 2004). Длительность полного формирования массива составляет не менее 80 млн лет.

Многие исследователи Панского массива подчеркивали его чрезвычайно слабый общий метаморфизм (Одинец, 1971; Козлов, 1973; Докучаева, 1994; Митрофанов и др., 1994). В то же время постоянно отмечались признаки проявления различных наложенных метаморфических преобразований как в безрудных породах массива, так и в его оруденелых представителях. Природа этих преобразований, однако, детально не освещалась. В основном, наложенные постмагматические минеральные изменения рассматривались как автометаморфические или связанные с более поздними тектоническими нарушениями.

В связи с этим задачей настоящей работы являлось комплексное петрографическое и минералогическое исследование массива, включающее следующие направления.

1. Изучение основных типов пород безрудных зон массива с выявлением характера минеральных преобразований, установлением последовательности развития в них наложенных (постликвидусных) минеральных ассоциаций и парагенезисов.

2. Изучение пород в зонах формирования оруденения с возможной оценкой специфики или сходства метаморфических изменений, в сравнении с безрудными частями массива.

3. Изучение особенностей метаморфических преобразований пород эндо- и экзоконтактовых зон массива с целью оценки влияния регионального метаморфизма вмещающих пород на процессы, развивавшиеся внутри массива.

4. Анализ пространственных закономерностей проявления конкретных метаморфических преобразований в интрузиве и факторов, контролирующих их интенсивность.

5. Изучение термодинамических условий формирования минеральных парагенезисов и отдельных минералов различных стадий становления и развития массива – от магматической до поздних стадий наложенных изменений.

6. Моделирование флюидного режима субсолидусных и постмагматических метаморфических преобразований, анализ возможной их роли в формировании ЭПГ-оруденения.

Исследуемые природные образования характеризуются сложными неравновесными полиминеральными ассоциациями, обычно с широким развитием реакционных структур с участием миналов, для которых, учитывая особенности их химизма (амфиболы, хлориты, эпидоты, карбонаты и др.), отсутствуют надежные и согласованные минеральные геотермобарометры. В образовании минералов при магматических. метаморфических. метасоматических, гидротермальных и рудообразующих процессах практически всегда участвует флюидная фаза, сложенная легколетучими компонентами, среди которых главная роль принадлежит соединениям водорода, углерода, кислорода, серы, реже азота и других компонентов. Существенное влияние флюиды оказывают на зарождение, подъем и эволюцию магматических расплавов, на поведение петро- и рудогенных элементов в различных по генезису процессах метаморфизма и метасоматоза. Поэтому объективное решение многих вопросов петрогенезиса и выяснение условий рудообразования требует детального изучения близких к природным и природных систем с участием флюидных фаз. В связи с этим были проведены модельные исследования для оценки термодинамических и физико-химических параметров

метаморфизма путем использования термобарометрического метода вариантов программы TWQ (Вегтап, 1988, 1991) через устанавливаемое равновесное состояние. Данная программа оснащена внутренне совместимой базой данных термодинамических величин химических соединений и твердых растворов минералов. Для оценки компонентного состава твердой фазы, летучих компонентов и флюидного режима при P-T-параметрах, определенных методом TWQ равновесных условий, был использован программный комплекс "Селектор" (Карпов и др., 1976, Карпов, 1981). Расчет физико-химических моделей природных процессов с использованием принципа минимизации термодинамических потенциалов представляется перспективным для поиска равновесных составов минералов парагенезиса, а также позволяет более обоснованно оценивать P-T-условия, в которых формировался данный парагенезис, и выявлять возможные погрешности их определения.

Работа выполнялась по плану НИР при поддержке программ ОНЗ и дирекции Геологического института Кольского научного центра PAH. Петрографические и минералогические исследования базировались на материалах, предоставленных А.Е.Борисовым, С.М.Карповым, А.У.Корчагиным, В.В.Борисовой, Н.Л.Балабониным, Р.М.Латыповым, А.П.Осокиным. Авторы выражают им большую благодарность за поддержку работ и активное, творческое обсуждение их результатов. Они также искренне признательны и благодарны нашим коллегам А.В.Базай, С.А.Реженовой за выполнение большого анализов на рентгеноспектральном микроанализаторе MS-46 количества "Сатеса". Использованные в работе растровые фотографии выполнены А.В.Базай в отраженных электронах на сканирующем электронном микроскопе приносят благодарность LEO-1450. Авторы сотрудникам института В.М.Рагозину, Л.Н.Карепиной за высококачественную подготовку шлифов для микрозондовых исследований.

### 1.1. Геологическая позиция массива

Массив Панские тундры располагается в центральном районе Кольского полуострова. Он является составной частью единого Федорово-Панского расслоенного интрузива раннепротерозойской перидотит-пироксенит-габброноритовой формации (Магматические..., 1985; Докучаева, 1994). Федорово-Панский расслоенный интрузив является крупнейшим в Кольской платинометалльной провинции и одним из наиболее крупных интрузивов такого типа на Балтийском щите (Митрофанов и др., 1994).

Структурное положение Федорово-Панского интрузива определяется приуроченностью к глубинным разломам в области сочленения двух крупных разновозрастных структур: с севера – архейского Кольско-Норвежского геоблока и с юга – палеопротерозойской рифтогенной Имандра-Варзугской структурной зоны. Оба контакта интрузии практически нигде не обнажены: южная граница интрузива отчетливо фиксируется в магнитном поле, тогда как северная лучше выражена по гравиметрическим данным.

Федорово-Панский интрузив (рис.1) имеет в современном срезе удлиненную пластово-линзовидную форму. В северо-западном направлении интрузив прослеживается на расстояние более 80 км при ширине выходов на поверхность до 6-7 км. Падение массива юго-западное под углом 40-60°; предполагается более крутое падение на его восточном фланге. Интрузив разбит поперечными разломами на 3 крупных блока: Федоровский, Западно-Панский и Восточно-Панский, которые смещены относительно друг друга в горизонтальном и вертикальном направлениях. По геологическому строению, по составу пород и по степени метаморфических преобразований эти блоки различаются между собой. Нами изучались породы Западно-Панского и Восточно-Панского блоков, объединяемых общим понятием – Панский массив.

Западно-Панский блок, протяженностью приблизительно 25 км от г.Каменник на западе до г.Пешемпахк на востоке, представляет наиболее мощную часть массива. Он разделен субмеридиональными и северо-восточными разломами на 5 участков с ЭПГ-оруденением: Каменник, Сулейпахк, Киевей, Пешемпахк" и г.Белая, имеющих идентичное геологическое строение.

Восточно-Панский блок имеет протяженность около 45 км при ширине 3-4 км на западном фланте и до первых сотен метров на восточном. Предполагается, что этот блок массива опущен относительно Западно-Панского блока на 1.5-2 км, вследствие чего менее эродирован.

Полученные в последнее время геологические и геофизические данные показывают, что Восточно-Панский блок, в свою очередь, также неоднороден и может быть разделен на две части, разграниченные тектоническими нарушениями северо-западного простирания. К первой относятся участки Сунгийок и Чуарвы, ко второй – Чурозерский, Предгорный, Кукша (два последних находятся в зоне выклинивания Восточно-Панского блока), в пределах которых нами изучены породы верхнего расслоенного рудоносного горизонта (Волошина и др., 2007).



Рис. 1. Схема геологического строения Федорово-Панского расслоенного горизонта:

 1 – архейские гранитоиды Кольско-Норвежского блока; 2 – щелочные граниты Белых тундр; 3 – нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные породы Имандра-Варзугской зоны; 4 – габбро-норитовая зона (Западно-Панский блок);
 5 – габбровая зона (Восточно-Панский блок); 6 – норитовая зона; 7 — такситовые габбро-нориты; 8-9 – расслоенные горизонты: нижний (НРГ) и верхний (ВРГ) соответственно; 10 – разломы (Карта составлена на основе материалов А.Е.Борисова, С.А.Карпова, А.У.Корчагина.)

Fig. 1. The Fedorovo-Pansky layered horizon - the geological structure:

1 - the Archean granitoids, the Kola-Norwegian block; 2 - alkali granites, the Belaya tundra; 3 - the Lower-Proterozoic volcanogenic-sedimentary rocks, the Imandra-Varzuga zone; 4 - a gabbronotite zone (the West-Pansky block); 5 - a gabbro zone (the East-Pansky block); 6 - a norite zone; 7 - taxitic gabbronorites; 8 - 9 layered horizons: 8 - the lower (LLH), 9 - the upper (ULH); 10 - faults. The map is from the materials belonging to A.Ye.Borisov, S.M. Karpov, A.U.Korchagin

#### 1.2. Внутреннее строение массива

В разрезе Западно-Панского блока (рис.2) выделяются снизу вверх 3 зоны: краевая, норитовая и габбро-норитовая (Митрофанов и др., 1995; Борисова и др., 1999; Латыпов и др., 2000).



Рис.2. Схематическая геологическая колонка Западно-Панского интрузива с вариационными кривыми состава амфиболов: 1 — щелочные граниты Белых тундр; 2 — нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные породы Имандра-Варзугского комплекса;

3 – породы краевой зоны; 4 – нориты; 5 – габбро-нориты, 6 – габбронориты и нориты НРГ: 7 – трактолиты, оливиновые габбро-нориты и габбро ВРГ; 8 – анортозиты; 9 – околорудные метасоматиты; 10 – магнетитовое габбро; 11-13 — метаморфические ассоциации автометаморфизма (11), пренит-пумпеллиитовые (12), зеленосланиевые (13); 14 — эпидот-амфиболитовые ассоциации; 15-16 — генерации амфиболов (1 – актинолит, 2-4 – роговые обманки: 2 – актинолитовая, 3 – магнезиальная, 4 – магнезиальная в ассоциации с рудным веществом, 4<sup>1</sup> – железо-магнезиальная из метасоматитов). 15 – есть химический анализ, 16 – нет химического анализа, но присутствует в ассоциации (геологическая колонка составлена С.М.Карповым (Отчет, 1998), кривые состава амфибола и интерпретация метаморфических ассоциаций – З.М.Волошиной

Fig.2. The West-Pansky intrusive – a schematic geological column with a variation curves of the amphibole composition.

1 – alkali granites, the Belaya tundra, 2 – the Lower-Proterozoic volcanogenic-sedimentary rocks, the Imandra-Varzuga complex, 3 – the marginal zone's rocks, 4 – norite, 5 – gabbronorite, 6 – gabbronorite and norite, the lower layered horizon (LLH), 7 – tractolite, olivine gabbronorite and gabbro, the upper layered horizon (ULH); 8 – anorthosite, 9 – near-ore metasomatite, 10 – magnetite gabbro; 11-13 – metamorphic assosiations: 11 – autometamorphic, 12 – prehnite-pumpellyite, 13 – greenschist, 14 – epidote – amphibolite, 15-16 amphibole generations: (1 – actinolite, 2-4 – hornblendes: 2 – actinolitic, 3 – magnesial, 4 – magnesial in association with ore substance,  $4^{l}$  – iron-magnesial from metasomatite). 15 – the chemical analysis is present, 16 – no chemical analysis, present only in association. The geological column is compiled by S.M Karpov (Report, 1998). The amphibole composition curves and the metamorphic associations interpretation – after Z.M.Voloshina.

Нижняя краевая зона (мощностью около 70 м) сложена хлоритамфиболовыми, тальк-хлорит-амфиболовыми, плагиоклаз-амфиболовыми сланцами и амфиболитами, которые рассматриваются как продукты метаморфического преобразования пород интрузива.

Норитовая зона имеет мощность 50-60 м, сложена мелано- и лейкократовыми норитами с подчиненным количеством плагиопироксенитов и габбро-норитов.

Габбро-норитовая зона имеет мощность около 2500-3000 м и состоит главным образом из меланократовых и мезократовых габбро-норитов различной зернистости и текстуры. Эта зона подразделяется на три пачки: нижнюю (мощностью 1080-1150 м), включающую в себя нижний рудоносный горизонт, среднюю, или центральную, часть габбро-норитовой зоны (мощностью до 1620 м), состоящую из магнетитовых габбро с инвертированным пижонитом, верхнюю (мощностью около 650 м), подразделяемую на расслоенный горизонт оливинсодержащих пород и габбро-норитовую часть, включающую верхний рудоносный горизонт. Нижний расслоенный горизонт (НРГ) мощностью 50-100 м представляет собой переслаивание мезократовых и лейкократовых норитов, габбро-норитов и анортозитов. К НРГ приурочены бедные медно-никелевые руды (Корчагин и др., 1994; Латыпов, 1995).

Верхний расслоенный горизонт (ВРГ) мощностью 250-300 м включает в себя два прослоя оруденелых анортозитов и оливиновый горизонт. К разрезам НРГ и ВРГ приурочены малосульфидные горизонты (рифы), обогащенные элементами платиновой группы.

В целом, в Западно-Панском блоке преобладают неизмененные и слабоизмененные породы, в резко подчиненном количестве наблюдаются сильнометаморфизованные породы. По количественно-минеральному составу и текстурно-структурным признакам выделяются следующие разновидности пород: доминирующие габбро-нориты с панидиоморфнозернистыми и офитовыми структурами; габбро-нориты со структурами распада в пироксенах, а также магнетитовое габбро и магнетитовые габбро-нориты, титаномагнетитовые габбро, трактолиты, оливиновые габбро и анортозиты составляют примерно менее 20% от объема массива. В геологическом строении Восточно-Панского блока (рис.3) выделяются несколько зон (Митрофанов и др., 2002б; Карпов, 2004).

Нижняя краевая зона, габбро-норитовая зона, включающая в себе верхний расслоенный горизонт (ВРГ), габбровая зона и верхняя зона в контакте с Имандра-Варзутским осадочно-вулканогенным комплексом палеопротерозоя. Нижняя краевая зона мощностью 70 м сложена хлорит-амфиболовыми сланцами.

Габбро-норитовая зона имеет мощность около 1500 м и сложена, преимущественно, среднезернистыми габбро-норитами с прослоями и линзами оливиновых габбро-норитов, а также редкими маломощными прослоями норитов и плагиопироксенитов.

Габбровая зона мощностью 2300 м сложена крупно- и среднезернистыми мезократовыми габбро и лейкогаббро. В разрезе зоны присутствуют также несколько прослоев трахитоидных габбро, мезократовых габбро-норитов, а также установлены маломощные линзы норитов, анортозитов и крупнозернистых оливиновых габбро. Верхняя краевая зона мощностью 260 м представлена плагиоклаз-амфиболовыми, хлорит-амфиболовыми сланцами с турмалином и биотитом.

В целом, наиболее распространенными породами Восточно-Панского блока являются габбро и лейкогаббро, которые слагают не менее 50-60% всего разреза. Несколько меньше развиты различные габбро-нориты (около 35%). Примерно 5-10% приходится на оливинсодержащие породы. В незначительном количестве здесь развиты пироксениты, нориты, анортозиты и пегматоидные габброиды. В зоне выклинивания Восточно-Панского блока габбро-норитовая и габбровая зоны сильно сокращены по мощности. Отмечается чередование в разрезах более расслоенных габбро и более монотонных габбро-норитов. В расслоенном рудоносном горизонте, кроме более или менее интенсивно метаморфизованных габбро-норитов и габбро, встречаются оливиновые метагаббро-нориты, метанориты, метаанортозиты и оливиновые метагаббронориты.

Рудоносный горизонт имеет протяженность по всему Восточно-Панскому блоку вплоть до его выклинивания.



Рис.3. Сводная схематическая геологическая колонка Восточно-Панского блока (по результатам изучения участков Чурозерский, Сунгйок-Чуарвы). 1 - щелочные граниты Белых тундр; 2 - нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные породы Имандра-Варзугского комплекса; 3 - краевая зона, сланцы по основным породам; 4 - экзоконтактовые породы (плагиоклаз-амфиболовые, хлорит-амфиболовые сланцы с

турмалином); 5 – габбро-нориты, 6 – оливиновые габбро-нориты, нориты, анортозиты верхнего расслоенного горизонта; 7 – габбро; 8 – сульфидные горизонты; 9 – сульфидные горизонты с ЭПГ-оруденением; 10-12 – метаморфические ассоциации автометаморфизма (10); зеленосланцевые (11), эпидот-амфиболитовые (12) (Геологическая колонка составлена С.М.Карповым (2004) с использованием материалов ОАО "Пана", кривые состава амфибола и интерпретация метаморфических ассоциаций – З.М.Волошиной.)

Fig.3. The East-Pansky block – The summary schematic geological column (by the results of the study carried out in the Churozersky, Sungjok-Chuarvy sites).
1 – alkali granites, the Belaya tundra; 2 – the Lower-Proterozoic volcanogenic-sedimentary rocks, the Imandra-Varzuga complex; 3 – the marginal zone, schists after basic rocks; 4 – exocontact rocks (plagioclase-amphibole, chlorite-amphibole schists with turmaline); 5 – gabbronorite, 6 – olivine gabbronorite, norite, anorthosite of the upper layered horizon (ULH), 7 – gabbro; 8 – sulphide horizons; 9 – sulphide horizons with PGE-mineralization; 10-12 – metasomatic associations: 10 – autometamorphism; 11 –- greenschist, 12 –- epidote-amphibolite. The geological column is complied by S.M.Karpov (2004), based on the materials of OAO Pana. The amphibole composition curves and the metamorphic associations interpretation – after Z.M.Voloshina.

## 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД И ИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

Для Панского интрузива характерна весьма неоднородная степень постмагматического изменения слагающих его пород. В целом устанавливается интенсивности отчетливая зависимость наложенных метаморфических преобразований пород массива от некоторых особенностей его внутреннего строения, мощности, а также наличия тектонических нарушений различного направления в виде зон дробления, брекчирования и рассланцевания. Наиболее метаморфизованными являются породы массива в зонах контактов с вмещающими комплексами, в зонах тектонических нарушений, а также породы рудоносного горизонта. Наблюдаются и различия в характере метаморфических преобразований между различными частями массива. Для Панского интрузива намечается общее снижение степени метаморфических изменений пород в направлении от краевых частей интрузива к центральным. Так, в центральной габбро-норитовой зоне Западно-Панского блока сохранены отдельные участки и линзы слабоизмененных и совершенно неизмененных пород (рис.2). В породах Восточно-Панского блока, находящегося на фланге интрузива, имеющего меньшую мощность и характеризующегося несколько большей тектонической нарушенностью, метаморфические изменения проявлены более глубоко (рис.3).

Специфическими метаморфическими преобразованиями отмечены некоторые породы расслоенных рудоносных горизонтов. Вследствие этого ниже отдельно характеризуются метаморфические изменения пород, занимающих различное геологическое положение.

### 2.1. Габбро-норитовая, габбровая зоны массива

В Западно-Панском блоке петрографически изучены породы и их минеральные ассоциации по различным пересечениям интрузива на участках Каменник, Марийек, Киевей, Сулейпахк. В Восточно-Панском блоке изучены несколько разрезов, пересекающих интрузив с севера на юг, в пределах участков Пешемпахк, Чурозеро и Чуарвы, на фланге Восточно-Панского блока – на участках Предгорный, Кукша (рис.1).

Для обобщенной петрографической характеристики метаморфических изменений пород, слагающих основу массива, целесообразно подразделить их на некоторые группы, отличающиеся интенсивностью и глубиной метаморфических изменений. В качестве петрографических критериев для подобного подразделения могут быть использованы следующие признаки:

1) сохранность магматических структур;

2) сохранность магматических кумулусных и интеркумулусных минералов и их парагенезисов;

3) характер, оптические свойства и химический состав постмагматических и метаморфических минералов.

Опыт петрографического изучения пород массива показал, что одними из наиболее информативных с точки зрения характеристики степени преобразования магматических пород массива являются в безоливиновых породах – железомагнезиальные и кальциевые амфиболы, а в оливинсодержащих породах к ним добавляются также серпентины. Подробная характеристика химизма и особенностей структурных взаимоотношений этих, равно как и других минералов, приводится в отдельной главе. В данном разделе основное внимание сосредоточено на выявлении особенностей микроструктурных взаимоотношений минералов и минеральных ассоциаций для парагенетического анализа, установления последовательности из развития и природы.

По степени наложенных изменений, с учетом приведенных выше критериев, можно выделить несколько типов пород: 1) практически неизмененные; 2) слабоизмененные; 3) сильноизмененные, или метаморфизованные; 4) метаморфические, среди которых различаются существенно роговообманковые и гранат-роговообманковые породы.

Практически неизмененные породы широко развиты в исследованной части интрузива, особенно в центральной части Западно-Панского блока. В габбро-норитах и габбро хорошо сохранены первично-магматические структуры. Структура пород габбровая, габброофитовая, минералы И гипидиоморфнозернистая. В норитах и габбро-норитах в качестве первичномагматических минералов рассматриваются пироксены, плагиоклазы, магнетит и титаномагнетит. Пироксены, как правило, не изменены. Из вторичных минералов в незначительных количествах присутствуют соссюрит и клиноцоизит, развивающиеся по плагиоклазу. Для данного типа пород характерна Пл-ОПи-КПи-(Сосс+Кц)-Мт-ТМт. минеральная ассоциация: следующая Са-амфиболы отсутствуют полностью.

В слабоизмененных породах сохранены магматические структуры и минералы, что позволяет всегда уверенно решить вопросы, за счет каких первичных минералов и в какой последовательности возникли вторичные минералы. В габброноритах рассматриваемого типа, кроме магматических пироксенов, присутствуют железомагнезиальные амфиболы (куммингтонит, реже антофиллит), развивающиеся по ортопироксену. Иногда в виде тонкой каемки развивается и ранний Са-амфибол Амф 1, представленный бледно окрашенным актинолитом (рис.4). Кроме амфиболизации ортопироксена имеет место и незначительная его серпентинизация. Присутствующий в парагенезисе клинопироксен иногда остается совершенно неизмененным или незначительно замещается с краев и по микротрещинкам актинолитовым амфиболом (Амф 1) (рис.5).

Слабоизмененные породы, как отмечалось, наиболее характерны для доминирующей части габбро-норитов центральной части Западно-Панского блока. Для слабоизмененных габбро-норитов характерна следующая минеральная ассоциация:

Пл-ОПи-КПи-Кумм+(Амф 1)+(Серп)-(Хл)-(Сер)-(Сосс-Кц).

Габбро-нориты со структурами распада пироксенов, образованными в субсолидусную фазу, встречаются только в главной габбро-норитовой зоне. Под микроскопом видны каплевидные или столбчатые выделения ортопироксена (рис.6, 7) в авгите (инвертированный пижонит).

В слабоизмененном оливиновом габбро (обр.1, приложение) оливин незначительно замещается тонкозернистым, труднодиагносцируемым минеральным агрегатом буроватого цвета, по-видимому, представляющим собой смесь иддингсита и бовленгита (Дир и др., 1966), а также серпентинами, хлоритом и тальком.



- Рис.4. Замещение ортопироксена (Опи) куммингтонитом (Кумм) с последующим замещением амфиболом (Амф 1). Габбро-норит.
- Fig.4. Orthopyroxene (Opx) substituted first for cummingtonite (Cum), then for amphibole (Amf1). Gabbronorite



Рис.5. Замещение клинопироксена (Кпи) ранним амфиболом (Амф 1). Габбро Fig.5. Clinopyroxene (Cpx) substituted for early amphibole (Amf 1). Gabbro



- Рис.6. Каплевидная форма выделения ортопироксена (Onu) в авгите (Knu). Габбро-норит
- Fig.6. Drop-shaped orthopyroxene (Opx) inclusions in augite (Aug). Gabbronorite



- Рис.7. Столбчатые формы выделения ортопироксена (Onu) в авгите (Knu) структуры распада. Габбро-норит
- Fig.7. Column-shaped orthopyroxene (Opx) inclusions in augite (Aug) structures of decay. Gabbronorite

Для оливиновых габбро характерен следующий парагенезис:

Пл-(Ол-ОПи-КПи)-Амф 1-Хл-(Серп-Тлк).

Для пород этого типа нередки элементы келифитовых структур (рис.8-11). Клинопироксен по сравнению с оливином более устойчив, что хорошо прослеживается в породах, где оба минерала встречаются вместе. В редких случаях клинопироксен замещается Са-амфиболом.



- Рис.8. Реликт зерна оливина (Ол) с прожилками иддингсит-бовлингита; частично замещен тальк-магнетитовым субстратом и окружен двухслойной каймой: внутренняя — серпентиновая (Серп), внешняя — амфиболовая (Амф 1) на контакте с плагиоклазом (Пл). Оливиновое габбро
- Fig.8. The relict of an olivine grain (Ol), with iddingsite-bovlingite veinlets; is in part substituted for talc-magnetite substrate, being double-rimmed: the inner rim of serpentine (Srp), the outer of amphibole (Amf 1) in the contact with plagioclase (Pl). Olivine gabbro.



- Рис.9. Псевдоморфное замещение оливина амфиболом (Амф 1), окруженного двухслойной каймой: внутренняя – тальк + хлорит (Тлк + Хл), внешняя – существенно хлоритовая. Оливиновое габбро
- Fig.9. Pseudomorphic substituton of olivine for amphibole (Amf 1) which is doublerimmed: the inner rim - of talc + chlorite (Tlc + Chl), the outer – mainly of chlorite. Olivine gabbro



Puc.10. Реликт зерна оливина (аналог рис.8) из оливинового габбро-норита Fig.10. The relist of a olivin grain (similar to that in Fig.8) from olivine gabbronorite



- Рис. 11. Тлк-Мт-субстрат по оливину, окружен двухслойной каймой: внутренняя серпентиновая (Cepn), внешняя – амфиболовая (Амф 1) на контакте с плагиоклазом, в оливиновом габбро из зоны разлома
- Fig.11. Tlc-Mt substrate, after olivine, is double-rimmed: the inner of serpentine (Srp), the outer of amphibole (Amf 1) in the contact with plagioclase, in olivine gabbro from the fault zone

Сильноизмененные породы характеризуются относительно более высокой степенью метаморфических преобразований, при которых в породах ещё сохраняются реликтовые первично-магматические структуры, но полностью или существенно исчезают из минеральных ассоциаций пироксены и оливины с появлением несколько генераций Са-амфиболов низкой и умеренной глиноземистости. Пироксены практически полностью замещены бледно окрашенным актинолитом (Амф 1) и светло-зеленой актинолитовой роговой обманкой (Амф 2). В некоторых породах данного типа появляется густо-зеленая по Ng роговая обманка (Амф 3). Замещение, как правило, происходит с образованием полных псевдоморфоз (рис.12, 13). Детально были исследованы минеральные ассоциации пород в четырех образцах (обр.5, 7, 8, 10, приложение) по различным участкам (Северный полигон, Каменник, Марийек, Восточный Киевей), представляющим мезократовые габбро-нориты:

образец 5. Пл-Амф 1-Амф 2-(Сосс-Хл-Кл); образец 7. Пл-Амф 1-Амф 2-Би-(Хл)-(Кл, Эп); образец 8. Пл-Сосс-Амф 1-Амф 2-Амф 3-Кл±Эп±Хл; образец 10. Пл-Амф 1-Амф 2-Би-Кл.



- Рис.12. Псевдоморфное замещение клинопироксена ранним амфиболом (Амф 1), с каймой амфибола 2 (Амф 2). Габбро-норит
- Fig. 12. Pseudomorphic substituton of clinopyroxene for early amphibole (Amf 1), with an amphibole 2 rim (Amf 2). Gabbronorite



Puc.13. Габбро. Порядок замещения аналогичен puc.12 Fig.13. Gabbro. The sequence of substitution is similar to that in Fig.12

Специфическими для относительно слабоизмененных пород являются пумпеллиитсодержащие ассоциации, которые отмечаются относительно редко, но на всех вышеупомянутых участках Западно-Панского блока, как в вертикальных разрезах (скважины участков Марьйек, Киевей), так и в коренных обнажениях. На участке Марийек (обр.2, приложение; рис.14, 15) изучен следующий парагенезис:

Пл-(ОПи-КПи)-Сер-Пум-Амф 1-Амф 2-(Прен)-Би-Кл-Эп).



*Рис.14. Развитие пумпеллиита (Пум) по клинопироксену (Кпи). Габбро-норит Fig.14. Pumpellyite (Pmp) developed after clinopyroxene (Cpx). Gabbronorite* 



Рис. 15. Развитие пумпеллиита (Пум) по прожилкам в слабоизмененном габбронорите

Fig. 15. Pumpellyite (Pmp) developed along veinlets in weakly altered gabbronorite

Следует отметить, что в отдельных участках, к примеру участок Киевей, развитие актинолит-пумпеллиитовых ассоциаций наблюдается в достаточно измененных амфиболизированных габбро-норитах (обр.3, приложение) со следующим парагенезисом:

(Пл-Кпи-Пум-Кумм-Амф 1-Амф 2-Амф 3-(Прен)-Би-Кл-Ар-ТМт).

Метаморфические породы с роговообманковыми парагенезисами характеризуются, как правило, полной или значительной утратой своих первично-магматических особенностей строения и минерального состава. Соответственно, в породах не сохранены первичные структуры, а в минеральных отсутствуют или наблюдаются только ассоциациях в виде реликтов магматические минералы (пироксены, оливины). Характерным признаком этой группы пород является появление в минеральных ассоциациях, наряду с малоглиноземистыми бледно окрашенными амфиболами (Амф 1, 2), более высокоглиноземистых, компактных, плеохроирующих в зеленых тонах магнезиальных (Амф 3) и железистых роговых обманок (Амф 4). Последние обычно находятся в тесной ассоциации с рудными минералами – сульфидами и оксилами.

Следует отметить, что наиболее метаморфизованные породы в габброноритовой и габбровой зонах Панского массива наблюдаются в локальных зо нах тектонических нарушений, а также, как будет показано ниже, в расслоенных рудоносных зонах и в зонах контакта массива с вмещающими комплексами (рис.16, 17).



Рис. 16. Зональный амфибол: центр — ранний амфибол 1, окружен двухслойной каймой: внутренняя — Амф 2, внешняя — Амф 3. Габбро-норит

Fig. 16. Zonal amphibole: the central part – early amphibole 1, is double-rimmed: the inner rim – of Amf 2, the outer rim – of Amf 3. Gabbronorite



Рис. 17. Зональный амфибол: ранний амфибол 1 (насыщен сульфидами), окружен двухслойной каймой: внутренняя – Амф 2, внешняя – Амф 3. Габбро

Fig 17. Zonal amphibole: early amphibole 1 (saturated with sulphide), doublerimmed: the inner rim - of Amf 2, the outer rim - of Amf 3. Gabbro

В тектонических зонах Северного и Южного полигонов участка Каменник были исследованы образцы 11-14 (приложение). Минеральные ассоциации метагаббро-норитов данного типа включают следующие минеральные ассоциации:

образец 11. Пл-(ОПи-КПи<sub>23</sub>)-Амф 1-Амф 2-(Амф 3)-Би-Эп-Тлк;

образец 12. Пл-Амф 1-Амф 2-Амф 3-Би-Эп;

образец 13. Пл-(Ол-ОПи-КПи)-Амф 1-Амф 3-Би-Хл-Тлк;

образец 14. Пл-(ОПи-КПи)-Кумм-Амф 1-Амф 2-(Амф 3)-Би-Эп:

Существенно роговообманковые породы широко развиты также в центральных частях Восточно-Панского блока с минеральными ассоциациями(рис.18, 19):

Пл-Амф 1-Амф 2-Амф 3-Би-Кц.

Гранат-роговообманковые лейкократовые метагаббро встречаются локально в Восточно-Панском блоке среди слабоизмененных и умеренно измененных габбро и габбро-норитов. Главным отличительным признаком этих пород является появление в ассоциации с амфиболами 1-4 граната (обр.27, 30). Для этих пород характерна следующая минеральная ассоциация:

Пл-(КПи)-Амф 1-Амф 2-Амф 3-Амф 4-Гр-Би-Кц-Эп-Сосс-(Ап-Мт).



Puc.18. Роговоообманковый габбро-норит. Западно-Панский блок Fig.18. Hornblende gabbronorite, the West-Pansky block



Рис.19. Габбро-амфиболит Восточно-Панский блок Fig.19. Gabbro-amphibolite, the West-Pansky block

#### 2.2. Расслоенные рудоносные горизонты

На ранних этапах геологического изучения Панский интрузив привлекал к себе внимание прежде всего как потенциальный объект на сульфидное медноникелевое оруденение (Проскуряков, 1967; Одинец, 1971; Козлов, 1973). Выявленная в те годы бедная медно-никелевая минерализация локализована в двух зонах массива, названных нижним (НРГ) и верхним (ВРГ) расслоенными горизонтами. Первые проявления бедной сульфидной минерализации были установлены в НРГ (Проскуряков и др., 1964ф). Более поздними работами (Веселовский и др., 1988) в сульфидсодержащих породах были установлены повышенные содержания металлов платиновой группы. Дальнейшими работами (Корчагин и др., 1994; Латыпов и др., 1999а,б; 2000; Карпов, 2004) было детально изучено внутреннее строение рудоносных горизонтов с ЭПГ-оруденением, определены морфология рудных залежей и характер распределения в них полезных компонентов.

#### 2.2.1. Нижний расслоенный горизонт

Нижний расслоенный горизонт (НРГ), мощностью 50-100 м, на современном эрозионном срезе обнажается лишь в Западно-Панском блоке в габброноритовом разрезе. Он расположен в 1000-1100 м от подошвы интрузива и обнажается на северных склонах Панской возвышенности. Для него характерным является ритмичное чередование лейко- и мезократовых, различных по зернистости габбро, габбро-норитов и анортозитов, которые залегают согласно с общей расслоенностью интрузии. С расслоенными горизонтами связано малосульфидное "рифовое" оруденение элементов платиновой группы (Митрофанов, 2006). Результаты детальных геологических петрологических и минералогических исследований расслоенного горизонта опубликованы (Balabonin et al., 1994; Митрофанов и др., 1994; Латыпов и др., 1999а, 6; Карпов, 2004). Собственно платиноносная рудная зона является выдержанной по простиранию и прослеживается на расстоянии свыше 16 км. Она состоит из пласто- и линзообразных сульфидсодержащих залежей с высоким содержанием элементов платиновой группы. Рудоносный горизонт включает в себя не только сульфидсодержащие с платинометалльным оруденением "слои", но и "пустые" породы, с которыми эти "слои" перемежаются (Гончаров и др., 1994). Мощность "слоев" варьирует от первых сантиметров до нескольких десятков метров. Установлены три минеральных типа оруденения: комплексное малосульфидное, никель-медное и платинометалльное. Последнее оруденение представлено бедным вкрапленным пентландит-пирротиновым типом с содержанием сульфидов 0.5-2.0%. Наиболее распространены из минералов благородных металлов висмутотеллуриды и арсениды палладия и платины. Локализация их определяется внутренним строением интрузии, а также наложенными тектоническими и метаморфическими преобразованиями.

Нами были петрографически изучены породы нижнего расслоенного горизонта в пределах участков Каменник (рис.1), Центральный Киевей, Восточный Киевей (рис.1, 20), Северный Сулейпахк и Марийек. С четырех последних участков 5 образцов (обр.15-19, приложение) исследованы с применением микрозондового анализа и изучены их минеральные ассоциации (Волошина и др. 1998).



Рис.20. Вертикальная стенка карьера (участок Восточный Киевей). Изучены минеральные ассоциации из рудоносного горизонта (НРГ) и околорудных метасоматитов (обр.18, 19, 24, 25):

1 – мезократовые габбро-нориты, 2 - лейкократовые габбро-нориты, 3-околорудные гранат-биотит-амфиболовые породы; 4 – метаморфические проявления: зеленосланцевое (1), эпидот-амфиболитовое (2); 5 – степень изменения пород: амфиболизированные (1), амфиболизированные с реликтами первично-магматических минералов (2); 6 – предполагаемая граница слоя (1), разрывные нарушения (2)

Fig. 20. The open-pit wall (the East Kievei site). The mineral associations from the ore-bearing horizon (LLH) and from near-ore metasomatites (Specs. 18, 19, 24, 25).
1 – mesocratic gabronorite, 2 – leucocraticgabbronorite, 3 – near-ore garnet-biotite-amphibole norite, 4 – metamorphic occurrences: 1 – greenschist, 2 – epidote-amphibolite; 5 – the degree of rock alteration: 1 – amphibolized, 2 – amphibolized, with relics of primary-magmatic minerals; 6 – the supposed boundary of the layer (1); rupture dislocations (2)

Образец 15 (уч.Сулейпахк) – амфиболизированное лейкократовое метагаббро с ассоциацией:

Пл-(КПи, Кумм)-Амф 1-Амф 2-Амф 3-Амф 4-Би-Хл-Эп-Мт-Cul.

Образец 16 (уч. Марийек) – оливиновое габбро, амфиболизированное с ассоциацией:

Пл-(ОПи-КПи-Ол)-Сер-Кумм-Амф 1-Амф 2-Амф 3-Амф 4-Би-Хл-Сиl.

Образец 17 (уч.Центральный Киевей) – амфиболизированное лейкократовое метагаббро с ассоциацией:

Пл-Амф 1-Амф 2-Амф 3-Амф 4-Би-Кц-Мт-Ил-Сиl.

Образец 18 (уч.Восточный Киевей) – анортозит, амфиболизированный с ассоциацией:

Пл-(КПи-Сер-Сосс-Кумм)-Амф 1-Амф 2-Амф 3-Амф 4<sub>55</sub>-Би<sub>49</sub>-Хл-(Кц)-Эп<sub>20</sub>-Ап-Кв-СиІ.

Образец 19 (уч.Восточный Киевей) – амфиболизированное лейкократовое габбро с ассоциацией:

Пл-(КПи)-Амф 1-Амф 2-Амф 3-Амф 4-Би-Хл-Эп-Мт-Кв-Cul.

Петрографический состав пород по всему простиранию интрузива имеет сходный характер.

Породы нижнего расслоенного рудоносного горизонта в значительной степени амфиболизированы, но в отдельных образцах в них сохранены реликты первично-магматических минералов. Присутствующие Са-амфиболы 1-3 часто имеют зональное строение, аналогичное им в безрудных породах. Особенностью пород рудоносного горизонта является присутствие в ассоциациях Са-амфибола 4, который близок по составу с амфиболом 3, но отличается повышенной железистостью. Амфибол 4 всегда находится в ассоциации с рудными минералами, клиноцоизитом (рис.21, 22) и с куммингтонитом (обр.18), который тоже, как правило, развивается среди рудных минералов и клиноцоизита. Оксидные железистые и титанистые минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом и продуктами изменения последнего. Плагиоклаз представлен лабрадором.



Puc.21. Форма выделения сульфидов (В.Киевей) Fig.21. The type of sulphide minerals crystallization(E. Kievei)



Рис.22. Форма выделения сульфидов (В.Киевей) Fig.22. The type of sulphide minerals crystallization (E.Kievei)

### 2.2.2. Верхний расслоенный горизонт

Верхний расслоенный горизонт (ВРГ) распространен в обоих блоках Панского массива. В пределах Западно-Панского блока он прослеживается вдоль южного склона от г.Каменник до г.Белая. Восточно-Панском блоке B расслоенный горизонт обнажен на северных склонах возвышенностей. Мощность, петрографический состав пород и особенности внутреннего строения ВРГ в целом выдержаны по всему простиранию интрузива. По набору слагающих пород выделено два уровня сульфидного и платинометалльного оруденения. Это нижний - норит-анортозитовый и верхний - оливиновый подгоризонты. Сульфидная минерализация в норит-анортозитовой части ВРГ приурочена к кровле мощных пластов лейкократовых габброанортозитов и к перекрывающим их тонкорасслоенным породам. В пределах оливинового подгоризонта минерализация приурочена, главным образом, к встречается тонкорасслоенным частям разреза спорадически И В виде маломощных скоплений по границе раздела контрастных по составу пород (Латыпов и др., 1999б; Карпов, 2004).

Минеральные ассоциации верхнего расслоенного горизонта изучались нами в Западно-Панском блоке на двух участках (Волошина и др. 2000): Южный Каменник и Южный Сулейпахк (обр.20, 21, приложение; рис.2). *Образец 20* (уч.Южный Каменник) – лейкократовое амфиболизированное габбро с ассоциацией:

Пл-Ск-Сосс-Амф 1-(Амф 3)-Кц-Ап-Мт-Кв-СиІ.

Образец 21 (уч. Южный Сулейпахк) – аналогичная порода с ассоциацией:

Пл-(Амф 1)-Амф З<sub>41</sub>-Кц<sub>14</sub>-Би-Эп-Мик-Кв.

В изученных образцах пород процессы амфиболизации выражены значительно слабее, чем в породах нижнего расслоенного горизонта. Присутствующий амфибол 3 находится в основной массе породы в виде отдельных кристаллов. В ассоциации с рудным веществом находится амфибол 4, куммингтонит и клиноцоизит. В незначительном количестве отмечается присутствие низкотемпературных минералов (скаполит и цеолиты), которые развиваются по плагиоклазу и в прожилках. Плагиоклаз представлен лабрадорами 54-59% An. По плагиоклазу обильно развивается серицит и клиноцоизит. Вторичные изменения пород ВРГ Западно-Панского блока в целом проявлены значительно слабее, чем то же для пород НРГ.

В Восточно-Панском блоке в составе верхнего расслоенного горизонта, так же как и в Западно-Панском блоке, по набору пород выделяются два подгоризонта: нижний - норит-анортозитовый и верхний - сложенный подгоризонт). Оруденения оливинсодержащими пордами (оливиновый мощных лейкократовых габброанортозитов приурочены кровле к И к перекрывающим их тонкорасслоенным частям разреза, а также встречаются спорадически в виде маломощных лентовидных скоплений по границе раздела контрастных по составу пород (Карпов, 2004). На участке Чурозера из расслоенного горизонта изучены образцы 38 и 39 (рис.3; приложение).

*Образец 38* – слабоамфиболизированный оруденелый габбро-норит меланократовый с ассоциацией:

Пл-ОПи-(КПи)-Кумм-Cul,

в котором присутствуют пироксены и куммингтонит. Последний находится в прорастании с минералами сульфидно-рудного вещества.

Образец 39 – амфиболизированный мезократовый габбро-норит, со следующим минеральным составом:

Пл-ОПи-Пи-Кумм-Амф 1-Амф 2-Амф 3-Амф 4-Кл-Кв-Р-Сиl.

В породе реликты ортопироксен-бронзита, клинопироксен-авгита, довольно много куммингтонита; наблюдаемая оторочка куммингтонита вокруг ортопироксена наполнена включениями, состоящими из рудных минералов. В парагенезисе присутствует большое количество бесцветного куммингтонита, который развивается по прожилкам в ортопироксене, в виде оторочки по периферии его зерен, а также псевдоморфно замещает его. Присутствующие в ассоциации амфиболы 1-3, имеют тот же порядок замещения, который описан выше, т.е. ранние амфиболы 1, 2, наиболее поздний амфибол 3. Амфибол 4, как правило, находится ассоциации с сульфидно-рудным веществом, куммингтонитом и клиноцоизитом. Плагиоклаз в обоих образцах представлен лабрадором.

В восточном окончании Восточно-Панского блока всего изучено 7 образцов (рис.3, 23, 24; приложение; Волошина и др., 2007): в районе участков Предгорный (обр.40-42), Кукша (обр.43-46).

Образец 40 - амфиболизированный габбро-норит с ассоциацией:

Пл-ОПи-КПи-Кумм-Амф 1-Амф 2-Амф 3<sup>1</sup>-Амф 3-Би-Му-Кц-Эп-Кв-Мт-Пир-Пирр-Хпир-(Пен-Би).

В габбро-норите сохранились реликты первично-магматических и постмагматических минералов. Зерна куммингтонита переполнены мелкими включениями рудных минералов.

*Образец* 41 – амфиболизированное метагаббро со следующим минеральным составом:

Пл-Амф 1-Амф 2-Амф 3<sup>1</sup>-Амф 3-Бт-Кц-Кв-Мт-Пи-Пирр-Хпир-Пен.

*Образец 42 –* амфиболизированное габбро со следующим минеральным составом:

Пл 1-Пл 2-Пл 3-Амф1-Амф 2-Амф 3<sup>1</sup>-Амф 3-Бт-Кц-Кв-Мт-Пи-Пирр-Хпир-Пен-(Би).

В образцах (42, 43) отсутствуют первично-магматические и автометаморфические парагенезисы, что их отличает от вышеописанного образца. Общими для них являются вторичные наложенные метаморфические процессы, которые связаны с амфиболизацией пород, и, по мере изменения породы, присутствие различных генераций амфибола: Амф 1-Амф 2-Амф 3<sup>1</sup>-Амф 3.

*Образец* 43 – амфиболизированное лейкократовое метагаббро со следующим минеральным составом:

Пл 1-Пл 2-Амф 1-Амф 3-Кц-(Хл)-Кв-Мт-Пир-Пирр-Хпир-Пен.

*Образец* 44 – амфиболизированное лейкократовое метагаббро со следующим минеральным составом:

Пл 1-Пл 2-Амф 1-Амф 2-Амф 3-Кц-Бт-(Хл)-Кв-Мт-Пи-Пирр-Хпир-Пен.

*Образец* 45 – амфиболизированное лейкократовое метагаббро со следующим минеральным составом:

Пл 1-Пл 2-Амф 1-Амф-3-Вt-Кц-(Хл-Кв)-Мт-Пир-Пирр-Хпир-Пен.

Образец 46 – минеральный состав аналогичен предыдущему образцу.

Все метагаббро имеют близкие петрографические характеристики и однотипные минеральные ассоциации, что, по-видимому, отражает сходные условия метаморфической истории. Сульфидно-рудные минералы находятся в матриксе породы между зернами породообразующих минералов в ассоциации с ранним амфиболом, также они образуют пылевидную вкрапленность по трещинкам спайности амфибола в ассоциации с клиноцоизитом (рис.23-26).

Следует отметить, что в непосредственной близости с рудоносным горизонтом (НРГ) в Западно-Панском блоке развиты гранат-биотит-магнетитамфиболовые породы (рис.2, 20), которые интерпретировались нами как метаморфогенно-метасоматические околорудные образования (Волошина и др., 2001). В этом комплексе пород широко развиты позднемагматические и наложенные метасоматические минеральные ассоциации, которые были расшифровки использованы нами для последовательности проявления метаморфических процессов и их термодинамики. Детально было исследовано 4 образца из различных участков (обр.22-25, приложение).



Puc.23. Ранний призматический амфибол сечет сульфиды Fig.23. Early prismatic amphibole intersects sulphides



Рис.24. Сульфидно-рудные минералы в ассоциации с силикатами (николи скрещены) Fig.24. Sulphide-ore minerals in association with silicates are nicol-crossed



- Рис.25. Разновидности форм выделения сульфидов (Восточное окончание Восточно-Панского блока)
- Fig.25. The type of sulphide minerals crystallization (the eastern part of the West-Pansky block)



- Рис.26. Разновидности форм выделения сульфидов (Восточное окончание Восточно-Панского блока)
- Fig.26. The type of sulphide minerals crystallization (the eastern part of the West-Pansky block)
Образец 22 (уч. Южный Сулейпахк) с ассоциацией:

Пл-Амф 4<sup>1</sup>-Гр-Би.

Образец 23 (уч.Марийек) с ассоциацией:

Пл-Амф 1-Амф 4<sup>1</sup>-Гр-Би-Эп.

Образцы 24, 25 (уч. Восточный Киевей) с ассоциацией:

Пл-Амф І-Эд-Амф З-Амф 4<sup>1</sup>-Гр-Би-Эп.

Для всех изученных пород характерно постоянство минералогического состава: плагиоклаз лабрадорового состава и новообразованная магнезиальная роговая обманка, а также присутствие более поздних наложенных минералов: биотита, граната, феррочермакитовой роговой обманки (рис.27, 28). В породах полностью отсутствуют признаки магматических структур и текстур. В то же время в них присутствуют те же разновидности Са-амфиболов (1-3), как и в безгранатовых породах. В качестве особой, четвертой разновидности амфиболов, здесь является чермакитовая роговая обманка амфибол 4<sup>1</sup>. Она образует изометрические и короткостолбчатые кристаллы, под микроскопом имеет яркую окраску в сине-зеленых тонах и отличается от всех предыдущих амфиболов высокой железистостью, равно как и ассоциирующие с ними биотиты, гранаты и эпидоты. Повышенная железистость амфибола 4<sup>1</sup>, а также ассоциирующих с ним биотитов и гранатов выглядит аномальной на фоне умеренной железистости пород и явно отражает специфические термодинамические условия их образования. Отметим, что еще В.В.Золотухин (1976) на основании присутствия В парагенезисах пород высокожелезистых минералов околорудных в ассоциации С высокожелезистым гранатом пришел к выводу об их большом значении как непосредственного поискового признака на сульфидные руды.



Рис.27. Околорудные гранат-биотит-амфиболовые породы (В.Киевей) Fig.27. Near-ore garnet-biotite-amphibolite rocks (E.Kievei)



Рис.28. Околорудные гранат-биотит-амфиболовые породы (Марийек). Гранат образует идиоморфные кристаллы в роговой обманке

Fig.28. Near-ore garnet-biotite-amphibolite rocks (Marijek). Garnet forms idiomorphic crystals in hornblene

Присутствующий в парагенезисе гранат образует мелкие, часто хорошо ограненные кристаллы (рис.27, 28). Его зерна окружены симплектитовыми сростками сине-зеленой чермакитовой роговой обманки, биотита и эпидота, оптически и химически не зональны. По минальному составу (обр.23: Спесс 10.96%, Альм 69.21%, Гросс 18.24%, Прп 1.69%; обр.25: Спесс 11.09%, Альм 65.40%, Гросс 20.36%, Прп 3.15%) они являются представителями гроссуляральмандинового ряда с высокими показателями железистости (f = 82-84%).

Таким образом, породы рудоносного горизонта и ассоциирующие с ними гранат-амфиболовые породы обладают некоторыми специфическими чертами метаморфических преобразований. В рудоносных амфиболизированных породах часто сохранены реликты раннемагматических ортопироксена, клинопироксена и автометаморфических минералов, куммингтонит. В породах рудоносного горизонта устанавливаются признаки последовательного развития ранних метаморфических ассоциаций, которые проявляются в более локальных масштабах и в безрудных Рудосодержащие породы имеют роговообманковые парагенезисы, породах. соответствующие условиям эпидот-амфиболитовой фации и амфиболитовой фации, тогда как в обычных безрудных породах габбро-норитовой и габбровой зон Панского массива доминируют наложенные минеральные парагенезисы, соответствующие зеленосланцевой и, возможно, пренит-пумпеллиитовой минеральным фациям. Только для пород, ассоциирующих с расслоенными рудоносными горизонтами, свойственно развитие парагенезисов с феррочермакитовой роговой обманкой и гроссуляральмандиновым гранатом. Эти парагенезисы соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма и являются относительно наиболее поздними по времени образования (Волошина и др., 1998).

## 2.3. Приконтактовые зоны массива

В данном разделе рассматриваются контактовые соотношения интрузивного массива Панских тундр со щелочными гранитами Белых тундр и вулканогенно-осадочными образованиями Имандра-Варзугской зоны. Характеризуются минеральные ассоциации пород приконтактовых зон и особенности их химического состава.

# 2.3.1. Южная (верхняя) приконтактовая зона

Породы Панского интрузива из зоны его сочленения с осадочновулканогенными образованиями Имандра-Варзугской структуры изучены в Восточно-Панском блоке на траверсе г.Чуарвы и участка Кукша (рис.1). Ранее было установлено, что массив сочленяется с различными горизонтами осадочновулканогенных образований Имандра-Варзугской структуры (Проскуряков, 1967). Метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования на участке, прилегающем к контакту с массивом Панских тундр, имеют северо-западное простирание и юго-западное моноклинальное падение под углами от 20 до 50°. Зона контакта массива и осадочно-вулканогенных образований Имандра-Варзугской структуры фиксируется по геофизическим данным, так как почти на всем протяжении эта зона перекрыта четвертичными отложениями.

Нами детально изучены минеральные ассоциации пород (обр.32-36 – южнее Чуарвы и обр.36, 37 – южнее участка Кукша, приложение) с постепенным удалением в северном направлении от южной границы массива,

Вблизи предполагаемого контакта с метавулканитами развиты сильноамфиболизированные и окварцованные метагаббро с турмалином в ассоциации:

Пл-Амф 1-Амф 2-Амф 3-Би-Хл-Кл-Эп-Мт-Ил-Сф-Лк-Кв (обр.32).

В 300 м к северу находятся аналогичные породы, но уже без турмалина:

Пл-Амф 3-Би-Хл-Кл-(Эп)-Мт-Ил-Сф-Лк-Кв (обр.33);

Пл-Амф 1-Амф 3-Кц-Эп-Би-Кв (обр.36);

Пл-Амф 1-Амф 3-Кц-Эп-Би-Карб-Кв (обр.37).

В 500 м далее - амфиболизированное метагаббро с ассоциацией:

Пл-Амф 1-Амф 2-Амф 3-Би-Кл-(Эп)-Мт-Ил-Сф-Лк-(Кв) (обр.34).

В 1 км от контакта – мезократовое амфиболизированное и окварцованное метагаббро:

Пл-Амф 1-(Амф 2)-Амф 3-Кл-(Эп)-Ап-Мт-Кв) (обр.35).

Для измененных пород характерен относительно постоянный минеральный состав, в котором главными минералами являются Са-амфиболы и плагиоклаз (андезин). Структурные взаимоотношения, оптические свойства Амф 1, Амф 2 и Амф 3 аналогичны таковым в породах основной габбро-норитовой

зоны массива. Присутствующий в ассоциациях коричневый и зеленовато-бурый биотит отмечается в подчиненных количествах и развит неравномерно. Наиболее насыщены биотитом породы, которые находятся ближе к контакту с метавулканитами. Наряду с биотитом в ассоциации присутствует хлорит, который, так же как и биотит, тяготеет к контактовым частям интрузии. Хлорит развивается по биотиту. По мере удаления от контакта количество хлорита резко сокращается, вплоть до полного исчезновения. Эпидот в ассоциациях отмечен среди соссюритовой массы. Турмалин ассоциирует с биотитом и хлоритом.

Таким образом, верхняя, висячая эндоконтактовая зона Панского массива обнаруживает явные признаки взаимодействия и совместного метаморфизма с осадочно-вулканогенным комплексом Имандра-Варзугской зоны, о чем, в частности, свидетельствует развитие в ассоциациях приконтактовой зоны турмалина и его постепенное исчезновение по мере удаления вглубь массива. На это указывает и параллельное уменьшение содержания биотита и хлорита в породах Панского массива.

### 2.3.2. Северная (нижняя) приконтактовая зона

Как уже отмечалось, Федорово-Панский интрузив по своему северному краю граничит с архейскими породными комплексами Верхне-Понойского блока Центрально-Кольского антиклинория (Загородный и др., 1983). Собственно Панская часть интрузива почти на всем своем протяжении (на расстоянии более 50 км) контактирует с щелочными гранитами массива Белые тундры, и лишь на крайнем юго-восточном фланге он сочленяется гранитогнейсами архея.

Массив щелочных гранитов Белых тундр представляет собой крупное пластообразное тело, приуроченное к зонам глубинных разломов (Батиева, 1976; Одинец, 1971), он погружается под Панский базитовый интрузив, имея крутое залегание на востоке и пологое – на западе. Мощность интрузивного тела щелочных гранитов не превышает нескольких сотен метров.

До недавнего времени все щелочные граниты Кольского полуострова относились к раннепротерозойским образованиям, завершающим сумийскосариолийский цикл тектогенеза (Батиева, 1976; Загородный и др., 1983). В формационном отношении они включались в состав раннепротерозойской формации щелочных гранитов И сиенитов (Магматические..., 1985). что щелочные граниты воздействуют на Предполагалось, расслоенный Федорово-Панский интрузив, возраст которого составляет 2491±1,5 млн лет (Баянова и др., 1994). В последние годы были получены новые геохронологические данные, согласно которым возраст цирконов из щелочных гранитов массива Белые тундры, развитых к северу от района г. Чуарвы, составляет 2630±31 млн лет (Баянова, 2004). Изохронный возраст цирконов щелочных гранитов, находящихся вблизи контакта с габбро-норитами Панского интрузива, составляет 2614±67 млн лет. Эти исследования свидетельствуют о более древнем, архейском возрасте щелочных гранитов. Непосредственные геологические и петрографические сведения о взаимоотношениях щелочных гранитов и пород Панского массива неоднозначны. Так, по данным Е.К.Козлова (1973), между породами Панского габбро-норитового массива и щелочными гранитами находится маломощная пачка сланцев серии Имандра-Варзуга, на

которую оказывают контактовое воздействие сверху Панский массив (ороговикование), а снизу – щелочные граниты, образуя зону щелочных метасоматитов. По мнению И.Д.Батиевой (1976), породы, развитые в контактах Панского массива со щелочными гранитами, представляют собой рассланцованные амфиболиты, которые в полосе шириной до 20 м от контакта инъецированы гранитными и кварцевыми жилами. Непосредственный контакт Федорово-Панского интрузива со щелочными гранитами ранее был изучен с помощью бурения и горных выработок в северо-западной и центральных частях Панского массива (Проскуряков, 1967; Одинец, 1971). Породы Федорово-Панского массива у контакта со щелочными гранитами катаклазированы и превращены в тремолитовые, актинолитовые или роговообманковые сланцы, которые постепенно переходят в среднезернистые габбро-нориты массива. Амфиболиты у контакта со щелочными гранитами в зоне мощностью 2.0 м брекчированы, насыщены кварц-полевошпатовыми прожилками и жилами. Сами же щелочные граниты на удалении от контакта представляют собой светлые розово-серые, неравномернозернистые, массивные порфировидные породы со слабо проявленной в отдельных участках линейной текстурой.

Нами изучены породы нижнего контакта Панского интрузива со щелочными гранитами Белых тундр по керну буровых скважин в районах горы Каменник и участка Сулейпахк: С-3293, глубиной 191.5 м. и С-129, глубиной 77.1 м (рис.29). Минеральные ассоциации пород приведены в табл.1.

В разрезе скважины С-3293 структурно подстилающие Панскую интрузию щелочные граниты вблизи контакта с ней представляют собой светлые розово-серые, равномернозернистые плагиоклаз-микроклин-амфиболбиотитовые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, со слабо проявленной линейной ориентировкой темноцветных минералов (обр.1, табл.1). Плагиоклаз составляет примерно 40-55% от объема породы и представлен призматическими удлиненными и изометричными кристаллами с елва заметными полисинтетическими двойниками. По составу он соответствует альбит-олигоклазу. Минерал в разной степени серицитизирован. В основной массе породы отмечаются единичные сростки плагиоклаза с кварцем, реже с калиевым полевым шпатом. Мелкие таблитчатые кристаллы плагиоклаза часто находятся в центральных частях субидиоморфных кристаллов кварца или обрастают калиевым полевым шпатом.

Микроклин составляет 10-15% объема породы, образует ксеноморфные зерна, часто округлой формы. Кварц развивается в интерстициях плагиоклаза и составляет не более 20% объема породы. Темноцветные минералы составляют до 15-20% объема породы и представлены амфиболом и биотитом. Амфибол арфведсонит-рибекитового образует сине-зеленый. ряда, вытянутые призматические зерна. Биотит буровато-коричневый, образует пластинчатые выделения между зернами кварца и плагиоклаза, иногда наблюдается в виде линзовидных скоплений отдельных пластинок. Из акцессорных минералов наиболее типичными являются циркон, сфен, магнетит. Циркон прозрачный, образует короткопризматические с округлыми гранями зерна, зональность выражена плохо. Сфен наблюдается в форме ксеноморфных округлых и удлиненно-вытянутых зерен, а чаще в виде тонкозернистых скоплений, приуроченных к краевым частям магнетита.

Между гранитами и основными породами интрузива залегают амфиболбиотитовые гнейсосланцы с микроклином и эпидотом (обр.2). Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, которая по оптическим свойствам и химизму резко отличается от амфибола щелочных гранитов Белых тундр. Биотит имеет густо-коричневую окраску с резким плеохроизмом. Округлые зерна эпидота имеют яркую интерференционную окраску. Амфибол-биотитовые гнейсосланцы петрографически и по составу минеральной ассоциации аналогичны гнейсам лебяжинского комплекса архея.

Вверх по разрезу скважины они сменяются шестиметровым горизонтом слабоизмененных габбро-норитов с магматическим ортопироксеном, клинопироксеном, плагиоклазом и магнетитом (обр.3). Вторичные минералы присутствуют в незначительных количествах и представлены куммингтонитом, развивающимся по ортопироксену, серпентином, тальком и биотитом.

Таблица 1

Минеральные ассоциации пород северной приконтактовой зоны Панского интрузива

Номер	Глубина	Минеральные ассоциации
Скражина 3293		
1	191.5	Пл-Микр-Амф-Би-Кв
2	188 7	$\Pi \mathbf{r} - \mathbf{M} \mathbf{k} \mathbf{r} - \mathbf{A} \mathbf{M} \mathbf{d} - \mathbf{F} \mathbf{u} - \mathbf{K} \mathbf{g}$
3	182.7	Пл- $\Pi$ и(КПи Кумма)-Сер-(Би Тлк)-Мт
4	175.0	$\Pi_{\Pi_{1}} = 4 M \Phi \left[ 1_{2} + 4 M \Phi \right]^{-1} = 4 M \Phi \left[ 2_{2} + 4 M \Phi \right]^{-1} = 5 H \left[ -1 + 1 + 1 + 1 + 1 + 1 + 1 + 1 + 1 + 1 $
5	170.2	ПП23-26-Амф 122-Амф 229-Амф 335-Би36-(КЛ, ЭП32)-КВ
6	151.0	$\Pi_{10,00} = A M (1,0) = X (1,0) = K B$
7	136.0	Пп-Амф 121-Ланд 3-(Би)-Кв
8	130.0	$\Pi_{\text{III}}$ -Cen-O $\Pi_{\text{III}}$ -(K $\Pi_{\text{III}}$ )-(K $\nu_{\text{MM}}$ Amd 1)-X $\Pi$ -KB
9	124.5	$\Pi_{\Pi_{12}} = (K\Pi_{14}) - AMD = AMD = 2ar - AMD = 3ar - FM = -(K\Pi_{12})$
10	122.1	$Π_{II}$ -Amb 1 <sub>25</sub> -Amb 2 <sub>25</sub> -Amb 3-( $F_{II}$ )-KB
11	118.0	Пл-ОПи-КПи-Сер-Кв
12	100.0	Пл«-ОПи-КПи-Сер-Кл
13	85.8	Плю-Пл-ОПи-КПи-Сер-Амф 1-Хл-Кв
14	57.0	Пл-Сер-(Кумм)-Амф 1-Амф 2-Би-Хл-(±Кв)
15	41.2	Пл <sub>56</sub> -ОПи-КПи-Кв
16	35.0	Плы-ОПи-КПи-(Кумм)-Сосс-Амф 1-(Кл. Эп)-Кв
		Скважина 129
17	84.7-78	Пл-Микр-Би-(Сф)-(Карб)-Кв
18	77.1	$(\Pi_{\pi})_{10}$ - $\Sigma_{137}$ - (Kapó, KB)
19	72.1	Пл <sub>22</sub> -Амф З <sub>28</sub> -Кц-Би <sub>41</sub> -Сф-Р
20	64.3-61.1	Пл <sub>20</sub> -Амф 1-3 <sub>49</sub> -Би-Кв
21	56.5-50.6	Пл <sub>20</sub> -Амф 1 <sub>20</sub> -Би <sub>11</sub> -Хл-Кв
22	39.0	Пл-Сосс-Сер-Амф 120-Цо-Кв

Выше по разрезу (видимой мощностью около 52 м) развита пачка сильноизмененных пород – габбро-амфиболитов, в которых практически отсутствуют первично-магматические структуры и минералы. Среди габброамфиболитов отмечаются четыре маломощных горизонта габбро-норитов (обр.4), окварцованных габбро-амфиболитов (обр.6), амфиболизированных габбро с сохранившимся клинопироксеном (обр.9) (рис.29, табл.1).



Рис. 29. Геологический разрез по скважинам:

1 — граниты Белых тундр; 2-3 — экзоконтактовые породы: эпидотизированные рассланцованные биотит-амфиболовые породы (2), биотитовые сланцы (3); 4 — нориты; 5 — габбро-нориты (не измененные); 6 — амфиболизированные габбро-нориты; 7 — габброамфиболиты (амфиболиты); 8 – зона сульфидного оруденения; 9-11 – зоны наложенного метаморфизма: автометаморфизм (9), зеленосланцевый (10), эпидот-амфиболитовый (11); 12 – диафториты; 13 – границы слоя; 14 – место взятия образца на изучение химизма минеральных парагенезисов

Fig.29. The geological section through boreholes:

1 – granite, the Belaya tundra; 2-3 – exocontact rocks: 2 – epidotized schistose biotite-amphibole rocks, 3 – biotite schists; 4 – norite; 5 – gabbronorite (unaltered); 6 – amphibolized gabbronorite; 7 – gabbro-amphibolite (gabbronorite); 8 – the zone of sulphide mineralization; 9-11 – the zones of superimposed metamorphism: 9 – autometamorphism, 10 – greenschist, 11 – epidote-amphibolite; 12 – diaphtorite; 13 – the layer's boundaries; 14 – the sampling site, to study chemical properties of the mineral paragenesis

Амфибол представлен тремя разновидностями, которые развивались в основном по пироксену. Наиболее ранним является бледноокрашенный амфибол 1, слагающий ядерную часть кристаллов; светло-зеленый амфибол 2 развивается в виде маломощной оторочки вокруг амфибола 1. Амфиболы 1 и 2, в свою очередь, окружаются прерывистой каймой или замещаются псевдоморфно третьей, часто наибольшей по объему, генерацией амфибола 3 голубовато-зеленого цвета. В каймах последней, в направлении к краю, прогрессивно растет содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и железа. В ассоциации с ранними амфиболами отмечается плагиоклаз, который представлен олигоклазом (23-26% An).

Венчают изученный разрез слабоизмененные габбро-нориты (обр.11, 12, 15) с маломощными горизонтами амфиболизированных габбро-норитов (обр.13, 14, 16). Во всех перечисленных в различной степени измененных породах наблюдаются три охарактеризованные выше разновидности амфиболов с подобными структурными взаимоотношениями (рис.30).



Рис.30. Кальциевые амфиболы приконтактовых зон Fig.30. Calcium amphibole of the near-contact zones – after (Leake, 1974), (legend see Chapter Mineralogy)

В скважине 129 (г.Сулейпахк) между щелочными гранитами и амфиболизированными габбро (габбро-амфиболитами) Панской интрузии вскрыт 5-метровый горизонт биотитовых гнейсосланцев (рис.20, обр.18). Биотит в этих сланцах густо-коричневый, образует удлиненно вытянутые по сланцеватости кристаллы, с ярким четким плеохроизмом в густо-коричневых тонах. По химизму он относится к истонит-сидерофиллитовому ряду. Залегающие над биотитовыми сланцами габбро-амфиболиты (обр.19,20) полностью аналогичны описанным в нижней части разреза скв.3293. Выше по разрезу залегают плагиоклаз-амфибол-биотит-хлоритовые сланцы (обр.21) и амфиболизированные габбро-нориты (обр.22). Особенностью разреза данной скважины является, кроме наличия между щелочными гранитами и габброноритами слоя биотитовых сланцев, отсутствие в контактовой зоне горизонта слабоизмененных габбро-норитов.

Наличие в зоне контакта шелочных гранитов массива Белых тундр и Панского интрузива различных типов пород (амфиболовые сланцы, биотитовые гнейсосланцы, возможно относящиеся к лебяжинской серии верхнего архея), равно как и отсутствие четких признаков контактово-метаморфического воздействия щелочных гранитов на породы Панского массива и, наоборот, воздействия Панского массива на щелочные граниты, подтверждает ранее тектонической высказывавшиеся мнения 0 сушественно природе их современного сочленения. Характерно, что в нижней эндоконтактовой зоне отсутствует типичная для базитовых Панского массива интрузивов метаморфических комплексов зональность метаморфических преобразований уменьшение интенсивности метаморфизма от контактов к внутренним зонам интрузивов. В одном из исследованных разрезов вблизи контакта со щелочными гранитами развиты практически не измененные габбро-нориты, которые лишь на удалении от контактной зоны сменяются сильнометаморфизованными породами.

В целом, для пород нижней и верхней эндоконтактовых зон намечаются элементы принципиально единой последовательности постмагматических преобразований. Эта последовательность вначале минеральных имела регрессивный температурный тренд (автометаморфизм), а затем прогрессивный, проявившийся в трехстадийном развитии амфиболизации. Более поздние (биотитизация, хлоритизация, окварцевание) регрессивные изменения соответствуют биотит-хлоритовой субфации регионального метаморфизма осадочно-вулканогенных толщ Имандра-Варзугской зоны.

# 3. МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Характерной особенностью минеральных ассоциаций изученных пород Панского массива является их многофазность и неравновесность. Количество минеральных фаз в наблюдаемых ассоциациях возрастает от слабо затронутых метаморфическими изменениями пород (3-5 фаз) к умеренно измененным породам до (10-12) фаз; в сильноизмененных, по существу, метаморфических породах оно снижается до 4-5 фаз. В зависимости от проявления тех или иных петрогенетических процессов, в минеральных ассоциациях пород могут присутствовать как магматические парагенезисы, так и сложная гамма постмагматических, автометаморфических и наложенных метаморфических парагенезисов. Изучение реакционных взаимоотношений минеральных фаз позволяет с учетом данных об их химическом составе (приложение), рассматривать некоторые аспекты их генезиса.

#### 3.1. Магматические минералы и их парагенезисы

Анализ структурных взаимоотношений минералов безоливиновых габброноритов и габбро, которые практически не затронуты вторичными изменениями, показывает, что с кристаллизацией магматических расплавов, т.е. с магматическими стадиями становления массива, связано образование минеральных парагенезисов с участием ортопироксенов, клинопироксенов, высококальциевых плагиоклазов, а также рудных минералов (магнетит, титаномагнетит). В оливиновых габбро к этим магматическим парагенезисам добавляется оливин. Остальные минеральные образования пород массива являются более поздними, метаморфическими.

Плагиоклаз в обычных породах Панского массива кристаллизовался в качестве наиболее раннего кумулусного минерала. Характер развития и состав плагиоклаза магматических парагенезисов зависит от общего петрографического типа пород. Так, в лейкократовых и мезократовых породах плагиоклаз, как правило, образует идиоморфные, удлиненные или широко таблитчатые кристаллы, нередко они пойкилитически включены в зерна ортопироксена. В меланократовых породах плагиоклаз наблюдается в виде неправильных ксеноморфных зерен, развивающихся в интерстициях темноцветных минералов. Распределение плагиоклаза в породе часто бывает неравномерное; в отдельных случаях он обособляется, образуя скопления зерен. Порода в таком случае приобретает "пятнистый" облик.

В неизмененных и слабоизмененных габбро и габбро-норитах состав плагиоклаза варьирует в незначительных пределах и соответствует битовниту (70-80% An). Значимых различий в составах плагиоклазов основной массы пород и пойкилитовых включений в пироксенах оптическими методами не устанавливается. Относительно более кислые плагиоклазы (42-45% An) присутствуют в магнетитовых габбро. Для пород слабоизмененных или практически не измененных характерны плагиоклазы, в шлифах замутненные, буроватые. С увеличением степени метаморфического изменения пород плагиоклаз становится более чистым, прозрачным, состав его изменяется. Отмечаются плагиоклазы с нечетко выраженным или пятнистым зональным строением. Так, на участке Предгорный на границе с амфиболом плагиоклаз имеет кайму, состоящую из резербированных разноориентированных лейст биотита и незначительного количества мусковита (рис.31, 32). Плагиоклаз (участок Предгорный, рис.33, 34) имеет три зоны, в которых постепенно от центра зерна к периферии уменьшается содержание анортита, что, вероятно, связано с процессами перекристаллизации пород при метаморфизме: внутренняя зона по оптическим свойствам представлена битовнитом (68-70% An), промежуточная зона представлена лабрадором (60% An), а внешняя – андезином (43% An). Бесцветные подкисленные плагиоклазы характерны для измененных пород и поэтому должны рассматриваться в составе постмагматических минеральных парагенезисов. Вторичные изменения плагиоклаза проявляются в развитии серицита, соссюрита, клиноцоизита, пренита, пумпеллиита.



Рис.31. Округлая форма выделения плагиоклаза, окруженная биотитмусковитовой (Би-Му) каймой. Габбро-норит Fig.31. Rounded plagioclase grains, with a biotite-muscovite (Bt-Ms) rim. Gabbronorite



Рис.32. Фрагмент биотит-мусковитовой (Би-Му) каймы вокруг зерна плагиоклаза (Пл). Габбро-норит

Fig.32. A part of the biotite-muscovite (Bt-Ms) rim around a plagioclase (Pl) grain. Gabbronorite



Рис.33. Зональный плагиоклаз (Пл1 - битовнит). Габбро амфиболизированное Fig.33. Zonal plagioclase (Pl 1 – bitovnit). Gabbro, amphibolized



Рис. 34. Зональный плагиоклаз (Пл 1 – битовнит, Пл 2 – лабрадор, Пл 3 – андезин). Габбро-норит

Fig. 34. Zonal plagioclase (Pl 1 – bitovnit, Pl 2 – labrador, Pl 3 – andesine). Gabbronorite

Пироксены (орто- и клинопироксены) пользуются значительным распространением в неизмененных и слабоизмененных норитах, габбро-норитах и габбро, являясь породообразующими минералами. В амфиболизированных разностях пород они либо отсутствуют, либо присутствуют в качестве реликтового минерала.

Ортопироксен представлен чаще всего энстатитом (рис.35) и реже гиперстеном. Содержание волластонитовой молекулы до 5%, что может быть

обусловлено тончайшими включениями клинопироксена. Ортопироксен образует кумулусные идиоморфные призматические и гипидиоморфные кристаллы. В габбро-норитах с пойкилитовыми структурами ортопироксен наблюдается в виде крупных ксеноморфных выделений. В лейкократовых габбро он образует мелкие интеркумулусные ксеноморфные зерна. Для ортопироксена часто характерны структуры распада твердых растворов, выраженные тонкими пластинчатыми вростками клинопироксена. Ортопироксен в магнетитовых габбро участка Восточный Киевей образует мелкие ксеноморфные зерна и повышенной железистостью (содержание ферросилитого характеризуется компонента до 46%).



### Puc.35. Состав пироксенов Fig.35. The pyroxene composition

По мере изменения породы в продольных и поперечных прожилках развивается куммингтонит, реже – антофиллит (рис.36). Кроме амфиболизации ортопироксена имеет место и его серпентинизация. Серпентин развивается по прожилкам, которые иногда имеют зональное строение, центральная часть заполнена бесструктурным лизардитом, периферия сложена кумингтонитом.

В рудной зоне ортопироксены псевдоморфно замещены амфиболами актинолит-тремолитового ряда, иногда совместно с антофиллитом. Дальнейшее изменение сводится к хлоритизации, оталькованию и карбонатизации минерала. Эти вторичные процессы наиболее ярко проявлены в зонах контакта с вмещающими породами, в зонах разлома.

Клинопироксены в обычных габбро-норитах образуют преимущественно которые развиваются В интерстициях ранее ксеноморфные зерна, ортопироксен). кристаллизовавшихся кумулусных минералов (плагиоклаз, клинопироксен габбровой структурой образует B габбро-норитах с гипидиоморфные зерна, являясь кумулусным минералом, кристаллизовавшимся одновременно с плагиоклазом и ортопироксеном. Кристаллы клинопироксенов имеют иногда полисинтетические и простые двойники. По химическому составу изученные клинопироксены относятся к авгитам (по классификации Morimoto et al., 1988) умеренной железистости с содержанием ферросилитового компонента 9-16% (рис.35). Наиболее железистые клинопироксены устанавливаются в габброноритах нижнего расслоенного горизонта и в магнетитовых габбро (ферросилитовый компонент 23-26%). Для инвертированного пижонита характерны структуры распада твердых растворов в виде тонких или широких пластинчатых, а в некоторых сечениях – каплевидных выделений авгита.

Как уже отмечалось, в слабоизмененных породах клинопироксен практически не изменен. В измененных анортозитах, лейкократовых габбро и габбро-норитах клинопироксен замещается разнообразными по составу Са-амфиболами: по периферии и по трещинкам в кристалле бледно окрашенным (Амф 1, рис.36-38), светло-зеленым (Амф 2, рис.38-41), иногда псевдоморфно замещается голубовато-зеленым (Амф 3<sup>1</sup>, рис.40, 41) и зеленым (Амф 3, рис.42-46).



*Рис.36. Замещение ортопироксена (Опи) куммингтонитом (Кумм). Габбро-норит Fig.36. Orthopyroxene (Opx) substituted for cummingtonite (Cum). Gabbronorite* 



Рис.37. Реликт зерна клинопироксена (Кпи – светло-серый) по трещинкам замещается ранним амфиболом (Амф 1), темно-серый. Габбро-норит Fig.37. The relict of a clinopyroxene grain (Cpx – light-grey) substituted, along



Puc.38. Зубчатая форма выделения амфибола и его зональность (обр.7) Fig.38. (Spec.7) A jag-shaped amphibole crystallization, and its zoning



Рис. 39. Зональное зерно амфибола: центр ранний амфибол (Амф 1), окружен каймой более позднего амфибола (Амф 2). Габбро

Fig.39. A zonal amphibole grain: the central part – early amphibole (Amf 1) surrounded by a rim of later amphibole (Amf 2). Gabbro



- Рис.40. Реликт зерна клинопироксена, окруженного каймой, состоящей из (Амф 1, 2, 3<sup>1</sup>). Габбро-норит
- Fig. 40. The relict of a pyroxene grain surrounded by a rim composed of  $(Amf 1, 2, 3^{l})$ . Gabbronorite



- Рис.41. Реликт зерна клинопироксена, окружен каймой, состоящей из Амф 1, 2, 3<sup>1</sup>. Габбро-норит
- Fig.41. The relict of a clinopyroxene grain surrounded by a rim composed of (Amf 1, 2,  $3^{l}$ ). Gabbronorite



Рис.42. Зональный амфибол (Амф 2, 3). Габбро-амфиболит Fig.42. Zonal amphibole (Amf 2, 3). Gabbro-amphibolite



Рис.43. Зональный амфибол (Амф 1, 3). Габбро-амфиболит Fig.43. Zonal amphibole (Amf 1, 3). Gabbro-amphibolite

В сильноизмененных породах спорадически он отмечается в рудоносном горизонте, а также в образцах безрудных пород Восточно-Панского блока.

Оливин изучен нами в оливиновом габбро Западно-Панского блока. Он ксеноморфными выделениями, кристаллизовавшимися представлен после плагиоклаза. Железистость оливина не превышает обычно 14-16%. Более железистые оливины (до 26%) отмечаются в габбро верхнего расслоенного горизонта. Вторичные изменения в оливине проявлены в замещении его иддингситом-бовлингитом (тонкое срастание минералов буровато-коричневого цвета, продукт изменения позднемагматической стадии (Дир и др., 1965), серпентином, актинолитом, хлоритом и тальком. Нередки случаи развития элементов келифитовых структур в виде кайм на границе плагиоклаза и оливина (рис.8-11). Каймы имеют одно-, двух- и трехслойное строение и состоят из: оливинактинолит-серпентин-тальк; оливин-тальк-серпентин-актинолит; оливин-тальксерпентин-тальк-актинолит (участок Марийек). В отдельных кристаллах оливина по трещинкам развиваются лизардитовые шнуры, центральная часть которых заполнена магнетитом.

Железоокисные рудные минералы в неизмененных породах, исключая магнетитовое габбро, отмечаются в очень незначительных количествах и представлены магнетитом, титаномагнетитом и ильменитом. Эти минералы в метаморфически измененных породах образуют несколько морфологических разновидностей:

l) тонкая вкрапленность, расположенная вдоль плоскостей спайности в клинопироксене;

2) тонкая вкрапленность в раннем амфиболе 1;

3) крупные выделения, которые ассоциируют с более поздним амфиболом 3, 4, биотитом, гранатом, амфиболом 4<sup>1</sup>, слагая с последними гнездообразные скопления (рис.47). Для магнетита магматических парагенезисов характерны структуры распада твердых растворов (рис.48). Иногда по микротрещинкам и с краев зерен магнетит замещается хлоритом. Повышенное количество магнетита отмечается в околорудных измененных породах.



Puc.44. Копьевидная форма выделения амфибола и его зональность (обр.5) Fig.44. (Spec.5) A spear-shaped amphibole crystallization, and its zoning



Puc.45. Пластинчатая форма выделения амфибола и его зональность (обр.5) Fig.45. (Spec.5) A plate-shaped amphibole crystallization, and its zoning



Puc.46. Изометричная форма выделения амфибола и его зональность(обр.6) Fig.46. (Spec.6) An isometric amphibole crystallization, and its zoning



Рис.47. Форма выделения магнетита в ассоциации с Амф  $4^{1}$ . Гранат Fig.47. The type of magnetite minerals crystallization in association with Amf  $4^{1}$ . Garnet



Puc.48. Магнетит со структурами распада, ильменит, по спайности хлорит Fig.48. Magnetite with the structures of decay, ilmenite, along cleavage-chlorite

Сульфиды. Сульфиды отмечаются практически во всех типах пород Панского массива, но наиболее характерны они для метаморфически измененных пород. Тесная ассоциация сульфидов с амфиболами, хлоритами, эпидотами и биотитами, также морфологические особенности их развития (гломераобластовые скопления, прожилки) не позволяют рассматривать их в составе магматических минеральных ассоциаций. Чаще всего сульфиды находятся в ассоциации с актинолитом и клиноцоизитом (рис.23-26).

Апатит в небольшом количестве встречается в лейко-габбро в виде идиоморфных призматических кристаллов, находящихся в ассоциации с сульфидами и актинолитовыми амфиболами (рис.49, 50).



Puc.49. Особенности форм выделения anamuma. Габбро-норит Fig.49. The type of apatite mineral crystallization. Gabbronorite



Puc.50. Особенности форм выделения апатита. Габбро-норит Fig.50. The type of apatite mineral crystallization. Gabbronorite

### 3.2. Метаморфические минералы и их парагенезисы

постмагматическая минерализация в породах Панского Наложенная массива при относительно незначительном валовом развитии достаточно разнообразна И, главное. гетерогенна. Она представлена амфиболами, биотитами, хлоритами, минералами группы эпидота, карбонатами, цеолитами и другими рудными и нерудными минералами. Характерно присутствие нескольких генерации одного и того же минерального вида и сложные пространственно-структурные временные соотношения минералов И различных ассоциациях.

Амфиболы представляют наиболее широко распространенную группу постмагматических минералов. Процессы амфиболизации с разной степенью интенсивности и в различных формах проявлены в зонах Панского массива, включая его эндоконтактовые зоны и расслоенные горизонты.

Кальциевые амфиболы присутствуют практически во всех типах пород, в той или иной степени затронутых наложенными минералообразующими процессами. Как отмечалось при петрографической характеристике пород, Са-амфиболы различной разновидности отличаются формой выделения, временем кристаллизации, составом, оптическими свойствами и особенностями структурных взаимоотношений с ассоциирующими минералами. По оптическим свойствам нами различаются четыре основные разновидности амфиболов (приложение):

1) слабо окрашенный в бледно-зеленые тона амфибол (Амф 1);

- 2) светло-голубой или светло-зеленый амфибол (Амф 2);
- 3) голубовато-зеленый амфибол (Амф 3<sup>1</sup>);
- 4) зеленый амфибол (Амф 3, 4);

5) сине-зеленый амфибол (Амф 4<sup>1</sup>).

По классификации Б.Лика (Leake, 1974), все вышеперечисленные разновидности по своим химическим особенностям принадлежат к типу кальциевых с параметрами Ca+Na>1.34, Na<0.68 (рис.51, 52). По соотношению  $X_{Mg}$ -Si (ф. ед.) амфибол 1 относится к амфиболам актинолит-тремолитового ряда; амфиболы 2-4<sup>1</sup> являются роговыми обманками: 2 – актинолитовая; 3<sup>1</sup> – чермакитовая; 3,4 – магнезиальная и ферро-магнезиальная; 4<sup>1</sup> – ферро-чермакитовая.



Рис.51. Классификация амфиболов Западно-Панского и Восточно-Панского блоков Fig.51. The amphibole classification, the West-Pansky and East-Pansky blocks



•1 •2 ■3 □3'▲4 △ 4'

- Рис.52. Классификация амфиболов расслоенных рудоносных горизонтов (ВРГ, НРГ): 1 — амфибол 1; 2 — амфибол 2; 3-4<sup>1</sup> — амфиболы 3,4 (номера соответствуют приложению)
- Fig.52. The amphibole classification, the layered ore-bearing horizons (ULH, LLH): 1 – Amphibole 1; 2 – Amphibole 2; 3-4<sup>1</sup> – Amphibole 3,4. The numbers correspond to appendix

Амфибол актинолит-тремолитового ряда (Амф 1) по характеру развития по пироксенам и куммингтониту аналогичен соответствующему амфиболу в ассоциациях слабоизмененных пород (рис.4-6). Он представлен

2 генерациями. На самой ранней ступени (стадии) изменения пород актинолит развивается иногда совместно с серпентином и, вероятно, хлоритом, образуя тонкие спутанно-волокнистые агрегаты по прожилкам, секущим ортопироксен. Амфибол более поздней стадии развивается по периферии зерна пироксена, иногла псевдоморфно замещая ero агрегатом разногаснуших. разноориентированных призмочек и игольчатых кристаллов. Выделяющийся при этом магнетит образует тончайшую вкрапленность, маркирующую трещины спайности амфибола. В дальнейшем при образовании следующих генераций амфибола рудное вещество концентрируется в более крупные выделения. Мелкие удлиненные зерна Амф1 часто приурочены к сульфидам, совместно с клиноцоизитом.

Актинолитовая роговая обманка (Амф 2) светло-зеленого цвета представлена 2 морфологическими разностями: а) развивается в тонких каймах по раннему амфиболу 1 (рис.12, 13); б) развивается по моноклинному пироксену, в ряде случаев с образованием полных псевдоморфоз, с сохранением первичной формы зерен замещенного минерала. Амфибол образует мелкочешуйчатые агрегаты. Отдельные его зерна имеют пятнистый облик с пятнами светлозеленого и голубовато-зеленого цвета, довольно близкими по химическому составу. Минерал парагенен с клиноцоизитом, хлоритом и биотитом, т.е. участвует в ассоциациях, типичных для метабазитов зеленосланцевой фации.

Чермакит (Амф  $3^l$ ) голубовато-зеленого цвета слагает промежуточные каймы между ранними амфиболами 1, 2 и амфиболом 3. Он изучен в габброноритах участка Предгорный (рис.40, 41). Отличительной особенностью является нахождение в строении только коронитовой структуры. Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> составляет от 15.40 до 16.87 вес. %; железистость колеблется от 37 до 43%. Минерал парагенен с амфиболами 1, 2, 3, клиноцоизитом, биотитом.

Магнезиальная роговая обманка (Амф 3) сине-зеленого цвета с резким плеохроизмом образует каймы, нередко псевдоморфно замещая ранее образованные амфиболы (рис.42-46; 53). Замещение, как правило, идет как непосредственно по периферии зерна, так и по трещинкам спайности. Данный амфибол представлен морфологическими модификациями:

а) слагает краевую часть зональных амфиболов 1, 2 и 3<sup>1</sup>;

б) образует удлиненно-вытянутые кристаллы, которые секут ранние амфиболы;

в) образует отдельные изометричные и коротко-призматические монокристаллы в основной массе породы.

Отдельные зерна амфибола имеют пятнистый облик: светлоокрашенные участки по химическому составу соответствуют актинолитовой роговой обманке, более густоокрашенные – собственно магнезиальной роговой обманке (приложение). Отдельные кристаллы имеют сетчатое строение, обусловленное включений плагиоклаза наличием большого количества мелких и клиноцоизитовой. соссюритовой массы. Амфибол находится 3 B парагенетических соотношениях с клиноцоизитом, эпидотом, биотитом.

Железо-магнезиальная роговая обманка (Амф 4) по оптическим свойствам близка к амфиболу 3, отличаясь несколько более густо-зеленой или сине-зеленой окраской и более яркими интерференционными цветами с довольно высокой железистостью (f от 43 до 57%) и умеренной глиноземистостью (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13.1-14.3%). Следует отметить, что в одноименных породах в Восточно-Панского блока подобные амфиболы менее железисты (f = 41-43%) и более глиноземистые (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> колеблется от 15.40 до 16.87 моль %). Как правило, минерал встречается в рудоносном горизонте и находится в ассоциации с сульфидно-рудным веществом, реже с коричневым биотитом, клиноцоизитом, эпидотом и магнетитом. Минерал образует короткостолбчатые и изометричные формы зерен (рис.23, 24). В породах Восточно-Панского блока амфибол 4 наблюдается также в гранат-биотитовых амфиболитах.

Высокожелезистая роговая обманка, феррочермакит (Амф  $4^{l}$ ). Синезеленый амфибол  $4^{l}$  (рис.29, 30) с резким четким плеохроизмом изучен нами в приконтактовых породах рудоносного горизонта Западно-Панского блока в ассоциации с гранатом, магнетитом, титаномагнетитом и густо-коричневым биотитом. Минерал образует изометричные и короткостолбчатые кристаллы, обладает довольно высокой железистостью (f = 76%).

Парагенезисы с участием амфиболов 3 и 4<sup>1</sup> соответствуют эпидотамфиболитовой и начальным ступеням амфиболитовой фации метаморфизма.

Все проанализированные выше амфиболы образуют различные формы зерен: призматические (рис.25, 26), копьевидные (рис.44), с пластинчатыми (рис.45) и зубчатыми краями (рис.41), изометричные (рис.46). Как правило, зерна не однородны и имеют зональное строение.



Puc.53. Зональный амфибол (Амф 1-3), габбро Fig.53. Zonal amphibole (Amf 1-3), gabbro

Железо-магнезиальные амфиболы представлены куммингтонитом и антофиллитом.

Куммингтонит развивается в виде спутанно-волокнистых агрегатов, слагающих тонкие прожилки, секущие ортопироксен, а также образует тонкие прерывистые каймы в его краевой зоне. Минерал иногда содержит мелкую вкрапленность магнетита и сульфидов, в отдельных шлифах видно, как он находится во взаимопрорастании с сульфидной массой совместно с клиноцоизитом, эпидотом и роговой обманкой, но чаще последняя замещает его псевдоморфно. Наблюдаемая оторочка из куммингтонита наполнена мелкими включениями рудных минералов, которые находятся в интерстициях между зерен куммингтонита, а также нередко наблюдаются во взаимопрорастании с ними. Иногда в измененных породах совместно с куммингтонитом в центре прожилка развивается бесструктурный лизардит с обильной магнетитовой пылью.

Натрово-кальцевый амфибол эденит отмечен в рудоносном горизонте (обр.24) Восточного Киевея. Минерал бесцветный и, подобно ранним амфиболам, развивается по ортопироксену. Находится в ассоциации с биотитом, менее железист, судя по его слабой окраске. Породы в значительной степени окварцованы.

Биотиты присутствует в породах Панского массива в незначительных количествах. Наиболее насыщены биотитом породы, находящиеся в эндоконтактовых зонах, особенно в зоне южного контакта массива и Имандра-Варзугским осадочно-вулканогенным комплексом. Цвет биотита варьирует в шлифе от темно-бурого до коричневого по N<sub>g</sub> и от светло-коричневого до желтоватого по N<sub>p</sub>.

Биотиты и представлены 3 морфологическими разновидностями (Волошина и др., 1998):

1) биотит, образующий разноориентированные лейсты рыжеватокоричневого цвета среди минералов основной силикатной массы в слабоизмененных породах;

2) буровато-коричневый биотит в ассоциации с сульфидами в рудоносных породах;

3) темно-коричневый с зеленоватым оттенком биотит, развивающийся по трещинкам спайности роговых обманок.

По химическим параметрам изученные биотиты относятся к истонитсидерофиллитовому ряду. Железистость их колеблется в пределах 40-55%, при содержании TiO<sub>2</sub> 2.54-2.80 мас. %. Наиболее железистые биотиты пространственно тесно ассоциируют с рудными минералами (магнетитом, титаномагнетитом, сульфидами).

Хлориты, как правило, развиваются по биотиту, но иногда отмечаются в мелкозернистой актинолитовой массе, образуя отдельные пластины. Был проведен анализ хлоритов из оруденелого пятнистого габбро и безрудного габбро-норита (участок В.Киевей). Для них характерна светло-зеленая окраска, со слабо выраженным плеохроизмом и низким двупреломлением. Оба минерала практически бесцветные, с низкими цветами интерференции. В минерале часто наблюдаются тонкие полисинтетические двойники по пенниновому закону. Намечается некая тенденция в изменении их железистости. Так, хлориты околорудноизмененных пород обладают несколько повышенной железистостью (f = 33%) по сравнению с хлоритами безрудных горизонтов (f = 28%). Хлориты являются породообразующими минералами только в сильнодислоцированных северной эндоконтактовой представленных хлоритпородах зоны, амфиболовыми сланцами. По составу они относятся к клинохлорам.

*Минералы группы эпидота*, наряду с амфиболами, являются наиболее характерными и обычными метаморфическими образованиями в породах

Панского массива. Соссюритовые агрегаты клиноцоизита развиваются (по плагиоклазу по трещинкам и с краев его зерен), иногда почти полностью покрывая их. В соссюритовой массе могут наблюдаться отдельные короткопризматические, изометричные кристаллы клиноцоизита. Нередко кристаллический клиноцоизит слагает каймы вокруг зерен слабоамфиболизированного пироксена. либо вокруг полностью амфиболизированных его параморфоз. Проанализированный клиноцоизит, находящийся в ассоциации с рудным веществом, в целом по составу сходен с эпидотом, отличаясь от него меньшим содержанием валового состава железа и, соответственно, несколько заниженной железистостью (f = 20%).

Собственно эпидоты представлены 3 морфологическими разновидностями: 1) отдельными округлыми, неправильными и таблитчатыми зернами, развивающимися по плагиоклазу; 2) в составе келифитовых эпидотзерен амфибола; клиноцоизитовых кайм вокруг 3) округлыми, часто бесформенными образованиями и мелкозернистыми агрегатами, находящимися в ассоциации с рудным веществом в основной массе породы. Следует отметить, что последняя разновидность эпидотов обладает несколько приглушенными цветами интерференции, что отличает их от двух первых разновидностей. Железистость (f) их варьирует от 20 до 24% и несколько выше железистости первых двух разновидностей эпидота.

Гранаты. В западной части массива гранат присутствует в околорудных метасоматически измененных гранат-биотит-амфиболовых породах (рис.29, 30). Он образует мелкие, часто хорошо ограненные кристаллы и, как правило, обладает большим идиоморфизмом по отношению к другим минералам. Его зерна окружены симплектитовыми сростками сине-зеленой чермакитовой роговой обманки, биотита, эпидота и магнетита. Оптически и химически они не зональные. По минальному составу гранаты – представители гроссуляральмандинового ряда с высоким показателем железистости (f = 82-84%). Следует отметить, что минералы, находящиеся в ассоциации с гранатом и рудными минералами, также обладают повышенной железистостью. Например, амфибол 4 в парагенезисах с гранатом имеет железистость 65-78% (обр.24, 27, 25). Гранат достаточно широко распространен в приконтактовых с рудоносным горизонтом амфибол-биотитовых породах (метасоматитах) и в амфиболитах Восточно-Панского блока, где он также образует мелкие хорошо ограненные кристаллы или зерна неправильной формы. Минерал розового цвета, оптически и химически не зонален, по составу он относится к гроссуляр-альмандиновому ряду.

Пумпеллиит встречается в габбро-норитах участков Марийек, В.Киевей, а также локально в габбро-норитах центральной части Западно-Панского блока. Пумпеллиит характерен для слабоизмененных габбро-норитов и норитов в ассоциации с клино- и ортопироксенами, а также пренитом, актинолитом, клиноцоизитом, эпидотом, биотитом, стильпномеланом, хлоритом и другими вторичными ассоциациями. Развивается он большей частью по плагиоклазу совместно с актинолитом и клиноцоизитом, реже с хлоритом (рис.14, 15). Минерал пятнисто окрашен в зеленые и ярко-зеленые тона, образует агрегаты изометричных зерен или скопления удлиненно-призматических мелких кристаллов. Реже он слагает тончайшие секущие прожилки ярко-зеленого цвета. Пумпеллиит резко плеохроирует и имеет аномальные цвета интерференции в синих и фиолетовых тонах. Пятнистая яркая окраска минерала обусловлена частичным замещением его актинолитом и эпидотом. Он обладает высокой железистостью (f = 98%), по химическому составу близок к пумпеллиитам, изученным в породах никеленосных интрузивов Печенгского рудного поля. По химическому составу пумпеллиит располагается близко к полю пренитпумпеллиитовой фации (Cho, 1991). Тонкий пренит-пумпеллиитовый прожилок описан на контакте дайки метагаббро-долеритов и габбро-норитов массива участка Марийек. Также в пределах этого участка в амфиболизированном габбро-норите отмечен маломощный прожилок стильбит-пренитовый.

Пренит изредка встречается совместно с пумпеллиитом, иногда развивается по плагиоклазу. На участке Сулейпахк (ВРГ) в измененном габбронорите отмечены маломощные единичные прожилки, сложенные пренитом и цеолитами.

Серпентины отмечаются в слабоизмененных безрудных породах, где они слагают тонкие прожилки, секущие ортопироксен. Они представлены бесструктурным лизардитом, часто с тонкой магнетитовой пылью. Иногда прожилки имеют зональное строение: центральная часть выполнена серпентином, а периферия тремолитом или тальком. Иногда по трещинкам в ортопироксене вместе с тальком развивается серпентиновый бастит.

Тальк и карбонаты развиваются в основном по ромбическому пироксену в зонах тектонических нарушений. Тальк образует мелкие бесцветные листочки с низкими цветами преломления. Так же как и серпентин, он является продуктом изменения ортопироксенов.

Квари является довольно распространенным минералом интрузива и слагает интерстиции в лейкократовых габбро, габбро-норитах, анортозитах. Наиболее часто он отмечается в ассоциации с сульфидами, эпидотом, биотитом, альбитом.

Альбит является одним из наиболее поздних образований. Он описан как слагающий мелкие жилки и прожилки, секущие амфиболизированные габбронориты. Так, на участке В.Киевей среди амфиболизированных габбро-норитов отмечаются существенно альбитовые прожилки мощностью от 5 см и менее. Кварц-альбитовые жилы мощностью до 20 см описаны также на участке Марийек.

Приведенные выше данные об особенностях состава, строения и структурных взаимоотношениях постмагматических минералов позволяют рассмотреть вопрос о природе и последовательности формирования их парагенезисов.

В слабоизмененных габбро-норитах и габбро четко выделяются и соответственно диагностируются наиболее ранние метаморфические реакции, выражающиеся в образовании коррозионных и коронитовых структур. Например, на рис.4 видно, что ортопироксен сначала коррозионно замещается куммингтонитом, уже затем формируется актинолитовая а корона. только во внешних Куммингтонит развивается не зонах кристаллов ортопироксена, но также может проникать внутрь их. Замещение ортопироксена рассматриваться как реакция куммингтонитом может гидратации, т.е. взаимодействия магматического пироксена с водными растворами в условиях изменившихся термодинамических параметров:

 $3.5(Mg,Fe)_2Si_2O_6 + H_2O + 2O_2 = (Mg,Fe)_7Si_8O_{22}(OH)_2 + SiO_2.$ 

63

Развитие куммингтонита сопровождается образованием небольшого количества кварца, присутствие которого постоянно отмечается многими исследователями, а также сбрасыванием железа в форме магнетита, что естественно, учитывая различную железистость ортопироксена (20-22%) и куммингтонита (5-6%). Логично предположить, что новообразование куммингтонита по ортопироксену может рассматриваться с учетом оценок температур, полученных и вообще известных для куммингтонитовых парагенезисов, как автометаморфическое, связанное с остаточными или проникающими растворами. Незначительное в целом развитие явлений куммингтонизации ортопироксенов свидетельствует о низкой активности растворов, связанной с "сухостью" магм и бедностью водой вмещающих пород.

Образование коронитовых структур с участием кальциевых амфиболов – это явление принципиально отличное. На рис.4 прослеживаются коронитовые структуры следующего строения: Пл-Амф 1-ОПи; Пл-Амф 1-ОПи; Пл-Амф 1-Кумм. В данном случае имеется результат явных биметасоматических реакций с участием плагиоклаза и темноцветных железомагнезиальных минералов. В реакциях участвовали плагиоклазсодержащие компоненты (кальций, алюминий, кремний), а также железо и магний ортопироксена и куммингтонита.

Аналогичные структуры с участием актинолитового амфибола 1 наблюдаются на границах плагиоклаза и клинопироксена. Важно, что Амф 1, как и куммингтонит, вначале образует оторочки вокруг зерен моноклинного пироксена, судя по слабоизмененным породам, но при развитии процесса он проникает внутрь зерен клинопироксена по трещинкам спайности (рис.37), вплоть до образования полных псевдоморфоз.

Принципиальным является вопрос о последовательности образования генераций Са-амфиболов, рассматриваемых и охарактеризованных выше как Амф 1, Амф 2 и Амф 3. На рис.38-40, 53 представлено в качестве иллюстрации несколько важных для решения данного вопроса моментов. Во-первых, пироксен иногда полностью псевдоморфно моноклинный замещается актинолитовой роговой обманкой Амф 1. В этом случае на границе такой псевдоморфозы с плагиоклазом наблюдается однослойная кайма амфибола 2, в которой присутствуют реликты актинолитового амфибола. Во-вторых, внутренняя граница каймы Амф 2 достаточно резкая, четкая, типа границы нарастания, тогда как внешняя граница оторочки Амф 2 с плагиоклазом неровная, извилистая. Амфибол 2 как бы корродирует плагиоклаз, т.е. для его образования он, как более глиноземистый минерал, чем Амф 1, стремится заполучить алюминий за счет плагиоклаза. Данные, представленные на рис.12, 13, 39, 41, как и другие (рис.44-46), однозначно свидетельствуют о более позднем образовании Амф 2 по отношению к Амф 1.

Минеральные ассоциации с участием нескольких генераций Саамфиболов характерны для пород нижнего и верхнего расслоенных горизонтов, а также для пород нижней приконтактовой зоны и локальных участков тектонизации внутри массива. В габбро и габбро-норитах, в которых присутствуют 3 генерации амфибола, видно, что Амф 3, представленный зеленой глиноземистой роговой обманкой, иногда образует каймы вокруг зерен Амф 2 и Амф 1 (рис.16, 17). Обращает внимание, что ранний амфибол 1, как правило, содержит значительной количество рудных минералов. В Амф 2 и в Амф 3 количество рудных включений значительно меньше. Коронитовые структуры, включающие несколько зон: КПи-Амф 1-Амф 2-Амф 3-Пл (рис.40, 53), Амф 1-Амф 2-Амф 3-Пл, характерны и для пород расслоенных горизонтов.

Таким образом, петрографические наблюдения однозначно свидетельствуют о следующей последовательности образования:

a) по ортопироксену сначала образуется куммингтонит, затем актинолит, далее актинолитовая роговая обманка и только последней кристаллизуется зеленая роговая обманка Амф 3. Примечательно, что куммингтонит, повидимому, полностью замещается актинолитом уже на ранней стадии развития Са-амфиболизации, так как даже реликты его не встречаются в Амф 2 и Амф 3;

б) по моноклинному пироксену последовательно развиваются Амф 1 и Амф 2, но точнее говоря, Амф 3 и Амф 2 развиваются в результате реакции между плагиоклазом и актинолитом.

Гранат-роговообманковые парагенезисы пространственно связаны с рудоносными горизонтами. Из представленных данных (рис.21, 22) гранат устойчиво сосуществует, т.е. образует парагенезисы с Амф 4, эпидотом и клиноцоизитом. Соответствующие структуры на этих рисунках напоминают коронитовые, но со специфической зональностью: Мт-Амф 4<sup>1</sup>-Эп+Кц-Пл; Мт-(Амф 4<sup>1</sup>+Гр)-Эп+Кц-Пл; Мт-(Амф 4<sup>1</sup>+Гр)-(Эп+Кц+Гр). Тиличными ассоциациями являются: Пл-Амф 4-Гр-Би (обр.22), Пл-Амф 1-Амф 4-Гр-Би-Эп (обр.23), Пл-Амф 1-Амф3-Амф 4<sup>1</sup>-Гр-Би-Эп (обр.24).

Судя по наименее измененным оливиновым габброидам, магматический оливин обладает меньшей устойчивостью к метаморфическим изменениям, по крайней мере по сравнению с клинопироксеном. Это четко видно в породах, в которых присутствуют эти два минерала. Судя по данным (рис.8), оливин традиционно сначала изменяется по системе трещинок с новообразованием иддингсита боулингита. На следующей стадии оливин замещается магнетиттальковым агрегатом. Вокруг оливина, частично замещенного магнетиттальковым агрегатом, на контакте с плагиоклазом формируется двухслойная корона: внутренний слой сложен серпентином, который присутствует также в магнетит-тальковом апооливиновом агрегате, а внешняя зона представлена актинолитовым амфиболом Амф 1. Прослеживаемая последовательность минералообразования в данном образце следующая: (Ол (иддингсит)-(Тлк+Мт)-(Серп+Амф 1). Аналогичная картина с формированием коронитовой структуры типа: (Ол-(Тлк+Мт)-Серп-Амф 1-Пл прослеживается на рис.11. С другой стороны, структурные взаимоотношения минералов отмеченные на рис.9, 10, не логичны. Здесь, судя по подрисуночной подписи, актинолитовый амфибол замещается и развивается по оливину или тальковому агрегату, образуя внутреннюю зону. На контакте с плагиоклазом развивается серпентин внешней зоны. Возможно, это не серпентин, а хлорит, который развивается после того, как актинолитовый амфибол в результате реакции плагиоклаза и оливина (или заместившего его талька) заместил основной объем некогда существовавшего оливина. Интересно "вгрызание" этого хлорита в плагиоклаз, что нехарактерно для развития серпентина.

Как отмечалось выше, наряду с амфиболами в породах Панского массива присутствуют и другие постмагматические минералы: тальк, хлорит, биотит, пумпеллиит, пренит, карбонаты. Время их образования, даже относительное, установить корректно не всегда возможно. Анализ минеральных ассоциаций пород различной степени амфиболизации показывает, что хлорит присутствует как в породах, содержащих только Амф 1, так и в породах, содержащих ассоциации (Кумм+Амф 1, (Амф 1+Амф 2) и (Амф 1+Амф 2+Амф 3), т.е можно считать, что хлорит относится к числу наиболее поздних минералов. Нередко хлорит развивается по биотиту, который присутствует в ассоциациях с участием Амф 2 и Амф 3. Биотит в габбро-норитах присутствует в ассоциациях как с Амф 2, так и с Амф 3, но отсутствует в ассоциациях только с Кумм или Амф 1.

Особо следует отметить имеющиеся ассоциации с vчастием пумпеллиита. Подобные ассоциации на первый взгляд могут рассматриваться как реликтовое проявление ранней стадии метаморфизма типа метаморфизма погребения, осуществлявшегося при температурах до 300-350°C и Роби 2.5-3 кбар. (Глебовицкий, 1973; Дук, 1979). Однако в породах Панского массива пумпеллиитсодержащие ассоциации встречаются как в слабоизмененных породах, так и в породах, которые изменены значительной степени. В Пумпеллиит отмечается относительно редко, но практически на всех участках Западно-Панского блока, как в вертикальных разрезах (скважины участков Марийек, Киевей), так и в коренных обнажениях. На участке Марийек (обр.2, приложение) пумпеллиит, развивающийся по плагиоклазу, находится в составе ассоциации, включающей как магматические минералы, так и минералы, характеризующие достаточно высокую степень метаморфических преобразований: Пл<sub>57</sub>-(ОПи-КПи)-Сер-Пум<sub>98</sub>-Амф 1<sub>21</sub>-Амф 2<sub>30</sub>-(Прен)-Би-Кц-(Эп). В отдельных случаях (участок Киевей) развитие пумпеллиитовых ассоциаций наблюдается (обр.3, приложение) в амфиболизированных габброноритах, в которых присутствуют одновременно все охарактеризованные выше генерации Са-амфиболов: (Пл<sub>62</sub>-КПи<sub>21</sub>-Пум<sub>50</sub>-Кумм<sub>25</sub>-Амф 1-Амф 2<sub>28</sub>-Амф 3<sub>40</sub>-(Пр)-Би-Кц-Ап-ТМт). Пумпеллиит отмечается и в секущих прожилках. Так, на контакте дайки метагаббро-долеритов участка Марийек и габбро-норитов массива отмечен тонкий пренит-пумпеллиитовый прожилок. Также в пределах этого участка в амфиболизированном габбро-норите встречен маломощный стильбит-пренитовый прожилок. На участке Сулейпахк в измененном габбронорите отмечены маломощные единичные прожилки, сложенные пренитом и это свидетельствует о наиболее позднем образовании цеолитами. Все пумпеллиитовых, пренитовых и цеолитовых парагенезисов.

Таким образом, общая последовательность развития минералов и соответствующих минеральных парагенезисов в упрощенной форме представляется следующей:

• магматическая стадия: Пл±ОПи+КПи±Мт

• автометаморфическая стадия: Серп, Кумм, Мт; (Амф1?).

Наложенные метаморфические процессы:

ранняя стадия: Амф 1

вторая стадия: Амф 2+Эп?

третья стадия: Амф 3; Амф 4; Гр + Амф 4

четвертая стадия: Би, Амф 1, Эп

завершающие стадии: Акт, Хл, Пум, Пр, Карб.

Природа и термодинамические условия процессов, в результате которых возникли конкретные метаморфические парагенезисы, обсуждаются ниже.

## 4. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Для оценки Р-Т-параметров изученных минеральных парагенезисов использована программа TWQ (Berman, 1988; 1991). Основой этого метода является процедура автоматического расчёта возможных химических реакций. протекающих в исследуемой гомогенной или гетерогенной системе в зависимости от температуры и давления. Методом TWQ определяются все химические реакции, которые протекают в исследуемой системе, а при наличии в ней равновесных условий можно оценить их Р-Т-параметры. Равновесие в системе – это положение точки пересечения линий констант равновесия химических реакций (как функция давления и температуры) на Р-Т-плоскости. В данном случае равновесие среды определяется фазовым и химическим составами, а уравнения, определяющие давление, температуру и составы равновесных фаз в точке пересечения, получаются из условия равенства химических потенциалов компонентов системы во всех фазах. Если исследуемая система является неравновесной, то на P-T-плоскости за счёт смещения кривых констант равновесия образуется некоторая область, размеры которой пропорциональны степени отклонения системы от состояния равновесия. Таким образом, возможности метода позволяют решать как прямую задачу определение Р-Т-параметров минерального равновесия, так и обратную задачу – по известным значениям температуры и давления установить, существует ли равновесие в исследуемом объекте или системе.

При расчете P-T-параметров по программе TWQ предусмотрено использование внутренне совместимой базы данных термодинамических величин химических соединений, газообразных компонентов, минералов и твердых растворов (Mader, Berman, 1992), которая была дополнена термодинамическими величинами по твёрдым растворам некоторых амфиболов, а также платины, палладия и их халькогенов (Каржавин, 1991; 2004; 2006).

Ниже раздельно, в целях последующего сравнительного анализа, приводятся результаты термодинамических оценок для минеральных парагенезисов пород безрудных габбро-норитовых зон массива и его расслоенных рудоносных горизонтов.

#### 4.1. Термобарометрия безрудных пород

термодинамических условий Для оценки наиболее ранних автометаморфических минеральных парагенезисов с участием куммингтонита в безрудных габбро-норитах был исследован образец, представляющий слабоизмененную породу с минеральной ассоциацией: Пл60-ОПи21-КПи23-Кумм<sub>25</sub>-(Амф 1)-(±Серп)(±Хл<sub>24</sub>)-(Сер)-Сосс-Кц<sub>23</sub> Наиболее ранняя стадия формирования этой ассоциации характеризуется кристаллизацией плагиоклаза, ортопироксена и клинопироксена. Для расчета термодинамических условий устойчивости парагенезиса использована минальная данного система следующего состава: альбит, анортит, диопсид, ортоэнстатит, клиноцоизит, клинохлор, магнетит, вода, кислород. На Р-Т-диаграмме (рис.54) представлено пересечение в одной точке семи констант равновесия химических реакций<sup>\*</sup> с параметрами T=752°C и P=13.3 кбар. При данных условиях использованная для расчета минальная система является равновесной.

Учитывая, что рассматривалась чисто магнезиальная минальная система, можно предполагать, что установленные термодинамические параметры являются максимальными, ниже которых парагенезис ОПи+КПи+Пл становится неустойчивым в присутствии водных растворов.

Для расчета термодинамических параметров системы автометаморфического процесса с участием куммингтонитовых парагенезисов были использованы следующие миналы и компоненты: альбит, анортит, диопсид, ортоэнстатит, куммингтонит, клиноцоизит, хлорит, магнетит, вода, результате проведенного расчета были определены также кислород. В 7 химических реакций, точка пересечения констант равновесия которых на Р-Тдиаграмме представлена на рис.55. Из данного рисунка видно, что образование автометаморфического минерала куммингтонита, который развивается за счет ортопироксена и магнезиальных миналов, происходило при температуре 681°С и давлении 10.87 кбар.

Рассчитанные величины давления (Р) и используемые в процессе последующих модельных исследованиях соответствуют давлению флюида в системах.



Рис.54. Оценка P-T-параметров магматических ассоциаций Fig.54. The evaluation of the P-T-parameters of magmatic associations:

- 1) 12Cz0+9En+2W=16An+2Chl+8Di; 2) 16Qtz+Di+6Chl=19En+4Cz0+22W;
- 3) 2Chl+8Qtz+4Czo=5En+8An+10W; 4) Chl+Di+3Qtz=3En+An+4W;
- 5) Chl+Qtz+12Czo=5Di+19An+10W; 6) 8Cz0+Qtz+5En=11An+Chl+5Di; 7) 4Cz0+2Qtz+En=6An+2Di+2W

<sup>&</sup>lt;sup>•</sup>Символы минералов в химических реакциях (и последующих в тексте) представлены по (Kretz, 1983).



Рис.55. Оценка P-T-параметров куммингтонитовых парагенезисов Fig.55. The evaluation of the P-T-parameters of cummingtonite paragenesis: 1) Chl+28Di+75Qtz=14Czo+19Cumm+58W; 2) Chl+7Di+27Qtz=7An+ 6Cumm+22W; 3) 6Cumm+2Mt=3Fs+21En+3O<sub>2</sub>+6W; 4) 3Cumm+18Czo= 11Di+2Chl+25An+4W; 5) 12Czo+9Qtz+Chl=19An+5Di+10W; 6) 14Czo+ 6Qtz+Cumm=21An+7Di+8W; 7) 22Czo+5Cumm=29An+4Chl+15Di+6W

В этих данных неправдоподобно завышено давление. Известно, что куммингтонит в метабазитах характерен для комплексов низких давлений (не более 5-6 кбар). Возможно, что завышенная оценка давления связана опять же с тем, что минальные равновесия представляют чисто магнезиальную систему. Протекающие в данной системе химические реакции являются равновесными при T=681°C и P=10.87 кбар.

Для оценки термодинамических параметров образования пумпеллиитовых парагенезисов слабоизмененных габбро-норитах В использованы результаты изучения минеральной ассоциации следующего состава: Пл<sub>57</sub>-(ОПи)-КПи-Сер-Пум<sub>98</sub>-Амф 1<sub>21</sub>-Амф 2<sub>30</sub>-(Прен)-Кц-Би-Хл-(Эп) (обр.2, приложение). В термодинамическом исследовании в систему для расчета были введены следующие миналы: альбит, анортит, диопсид, энстатит, пумпеллиит, клиноцоизит, магнетит, вода, кварц и кислород. Результаты проведенного расчета положения констант равновесия 6 химических реакций представлены на Р-Т-диаграмме (рис.56). Протекающие в данной системе химические реакции являются равновесными при T=318°C и P=1.38 кбар. Полученные оценки термодинамических параметров в целом согласуются с известными литературными данными об условиях образования пумпеллитовых парагенезисов (Глебовицкий, 1973; Дук, 1979; Coombs, 1960).



Puc. 56. Оценка P-T-параметров пумпеллиитовых парагенезисов Fig. 56. The evaluation of the P-T-parameters of pumpellyite paragenesis: 1) 3Czo+En+2W=2An+Pmp+Act; 2) 3Pmp+2Qtz=5Czo+En+2Di+8W; 3) 3Qtz+2Pmp+En=5An+3Di+7W; 4) Pmp+Qtz=Czo+Di+An+3W; 5) En+

Qtz+2Czo=Di+3An+W; 6) 7Czo+2Qtz+3 En=8An+2Di+Pmp

Следует обратить внимание на то, что в результате расчета получена относительно низкая величина рассчитанного давления процесса метаморфизма. Однако она хорошо согласуется с тем, что, как уже отмечалось, в породах Панского массива пумпеллиитовые минеральные парагенезисы (с пренитом и стильбитом) формируются на самых поздних стадиях их метаморфической истории, нередко развиваясь в виде наложенных жильных образований. Их возраст не установлен. С другой стороны, не исключается, что пумпеллиитовые ассоциации могли развиваться также на начальных стадиях прогрессивного Панский регионального метаморфизма вмещающих массив палеопротерозойских осадочно-вулканогенных толщ, естественно, при условии предварительной полной консолидации и охлаждения массива до уровня пренитпумпеллитовой фации. Однако в случае рассматриваемой минеральной ассоциации данное предположение маловероятно, так как пумпеллиит в ней ассоциирует с актинолитом и актинолитовой роговой обманкой. Парагенезис пумпеллитт + актинолит характерен для соответствующей фации регионального метаморфизма, отличающейся от типичной пренит-пумпеллиитовой фации повышенными давлениями (более 3 кбар при Т около 300°С).

Для расчета термобарических параметров актинолитовых и роговообманковых парагенезисов были использованы результаты исследования габбро-норита с минеральной ассоциацией Пл<sub>50</sub>-Сосс-Амф 1<sub>28</sub>-Амф 2<sub>29</sub>-Амф 3-Би<sub>36</sub>-Кц<sub>23</sub>±Эп±Хл (обр.8, приложение). По данным предварительного анализа петрографического состава пород, теоретический расчет термодинамических параметров равновесных условий в данной системе был проведен в два этапа: сначала были оценены термодинамические параметры ранних актинолитовых

амфиболов, а затем изучены равновесия с участим магнезиальной роговой обманки.

Для системы с ранними актинолитовыми парагенезисами в расчетные данные были введены следующие миналы: альбит, анортит, аннит, флогопит, актинолит клиноцоизит, хлорит, магнетит, а также плюс кислород, вода, кварц. В результате проведенного расчета установлена точка пересечения семи констант равновесия химических реакций (рис.57). Протекающие в данной системе химические реакции являются равновесными при T=390°C и P=2.2 кбар. Полученная оценка термодинамических параметров вполне приемлема, ибо она соответствует характеру минерального парагенезиса, типичного для зеленосланцевой фации.



Рис. 57. Оценка P-T-параметров зеленосланцевых ассоциаций Fig. 57. The evaluation of the P-T-parameters of greenschist associations: 1) 6Act+228An+70Mt+80Phl+246W=120Cz0+48Chl+80An+35O<sub>2</sub>; 2) 24An+ 10Phl+6Qtz+=12Cz0+6Chl+10Ann+5O<sub>2</sub>; 3) 12Czo+114Qtz+30Phl+50Mt+ 78W=12Act+30Ann+18Chl+25O<sub>2</sub>; 4) 12An+30Mt+20Phl+60Qtz+54W= 12Chl+20Ann+6Act+15O<sub>2</sub>; 5) 10Mt+24Qtz+12Czo=18An+3Act+3H<sub>2</sub>+4O<sub>2</sub>; 6)10Mt+48Qtz+24Czo=36An+6Act+3O<sub>2</sub>+6W; 7) 5Ann+3Chl+21Qtz+18Czo= 5Phl+30An+3Act+18W

Для более поздних парагенезисов, с участием магнезиальной роговой обманки, в систему для расчёта были введены следующие миналы: альбит, анортит, аннит, флогопит, актинолит, тремолит, горнблендит, клиноцоизит, хлорит, магнетит, вода, кварц. На Р-Т-диаграмме линии констант равновесия 6 независимых химических реакций пересеклись в одной точке, что дало основание считать, что плагиоклаз-роговообманковый парагенезис равновесен при этих термобарометрических условиях (рис.58). Протекающие в данной системе химические реакции являются равновесными при T=471°С и P=5.11 кбар.



Рис. 58. Оценка P-T-параметров эпидот-амфиболитовых ассоциаций Fig. 58. The evaluation of the P-T-parameters of epidote-amphibolite associations: 1) 192Tr+70Mt+420An+150W=42Act+240Hbl+120Czo+35O<sub>2</sub>; 2)16Tr+20Qtz+ 10Mt+20An+10W=20Hbl+6FeTr+5O<sub>2</sub>; 3) 60Czo+72Tr+210Qtz+70Mt+30W= 90Hbl+42FeTr+35O<sub>2</sub>; 4) 24Czo+48Qtz+10Mt=6Act+36An+6W+5O<sub>2</sub>; 5) 5Hbl+ 7Qtz+6Czo=4Tr+14An+4W; 6) 24Czo+48Qtz+10Mt=36An+6FeTr+6W+5O<sub>2</sub>

#### 4.2. Термобарометрия рудоносных пород Западно-Панского блока

Для проведения термобарометрических расчетов Р-Т-параметров минеральных парагенезисов рудоносных пород были использованы химические составы фаз, участвующие в следующих минеральными ассоциациях.

амфиболизированное лейкократовое Рудоносное габбро нижнего расслоенного горизонта (обр.15) имеет следующий состав: Пл55-(Сер)-Сосс-Амф 1-Амф 2<sub>34</sub>-Амф 3<sub>45</sub>-Амф 4<sub>48</sub>-Би<sub>44</sub>(Хл<sub>33)</sub> -(Кц<sub>20</sub>)-Эп<sub>21</sub>-Ар-Кв-Пир-Пирр-Хпир-Рt-Рd. Оценка термодинамических условий метаморфизма в этой ассоциации по совокупности всех данных (минеральные парагенезисы, составы минералов, термобарометров) показания минералогических позволяет охватить температурный интервал от ранних автометаморфических преобразований пород с куммингтонитовыми парагенезисами до более поздних метаморфических преобразований с актинолитовыми и роговообманковыми парагенезисами, а также и хлоритовыми парагенезисами.

Расчет термодинамических данных ранних автометаморфических ассоциаций с куммингтонитом осуществлялся на основе следующей системы: альбит, анортит, диопсид, куммингтонит, клиноцоизит, клинохлор, магнетит, вода, кислород. В результате проведённого термобарометрического исследования Пир-Кумм-парагенезиса установлены 5 констант равновесия
химических реакций, пересечение которых на P-T-плоскости оказалось в точке с параметрами T=502°C и P=5.65 кбар (рис.59).

При введении в данную алюмосиликатную систему платины и ее сульфидов, что представляет определенный научный интерес, было установлено появление дополнительных к указанным выше химических реакций (1<sup>1</sup>-3<sup>1</sup>). которые оказались близкими к равновесным при T=499°С и P=5.7 кбар. Более подробное обсуждение равновесий с участием платины и её сульфидов (рис.60) будет сделано ниже. Предварительно можно отметить, что изображенные на рис.60 соотношения позволяют прийти к выводу. что в процессе метаморфических преобразований, с изменением Р-Т-параметров, минералы платиновой группы могут принимать активное участие в постмагматическом минералообразовании совместно с силикатными, например, в данном случае с куммингтонитовыми фазами.





Fig. 59. The P-T-parameters of Cpx-Cum paragenesis (1-5) jointly with platinum and sulphur  $(1^{l}-3^{l})$ :

1)  $48Qtz+14Mt+42Di+6W=6Cumm+42Hd+7O_2$ ; 2)  $21Di+8Mt+30Qtz+6Czo=24Hd+3Cum+9An+4O_2$ ; 3)  $2Mt+12Qtz+12Czo=6Hd+18An+O_2+6W$ ; 4) Cumm+6Qtz+14Czo=7Di+21An+8W; 5)  $24An+14Di+2Mt+10W=16Czo+6Hd+2Cumm+O_2$ ; 1')  $2Cumm+2PtS=2H_2S+2Qtz+2Pt+7En+O_2$ ; 2')  $2SO_2+3FeS+5PtS=Mt+5PtS_2$ ; 3')  $8H_2S+8Qtz+Pt+2Mt+28En=8Cum+PtS_2+6FeS$ 

Последующее усложнение системы Пир-Кумм-парагенезиса за счет введения в нее палладия, его сульфидов, а также энстатита привело к появлению дополнительных химических реакции (рис.60). Протекающие в данной системе химические реакции (1-6) являются равновесными при T=674.7°C и P=8.11 кбар.



Рис.60. Р-Т-параметры пирротин-куммингтонитового парагенезисов (1-6) и платино-палладиевой системы (1<sup>1</sup>-3<sup>1</sup>).

Fig.60. P-T-parameters of Cpx-Cum paragenesis (1-6) and of the platinum-palladium system  $(1^{1}-3^{1})$ :

1)  $9An+3Cum+9Di+2Mgt=6Czo+6Hd+15En+O_2$ ; 2)  $6Cum+6Di+2Mgt=6Hd+24En+O_2+6W$ ; 3)  $12Cum+2Mgt+12Czo=6Hd+42En+18An+O_2+18W$ ; 4) Cum+2Czo=3En+Di+3An+2W; 5)  $24An+14Di+2Mgt+10W=16Czo+6Hd+2Cum+O_2$ ; 6)  $2Mgt+12Di+18An+6W=6En+6Hd+12Czo+O_2; 1') 8Czo+8Qtz+FeS_2+Mgt+PtS=12An+4Hd+Pt+4W$ ; 2')  $Mgt+6Qtz+5PdS+6Czo=3H_2S+2SO_2+5Pd+3Hd+9An$ ; 3')  $Cum+18PtS+7Hd=4SO_2+8Qtz+7FeS+18Pt+7Di+H_2$ 

Таким образом, равновесие в системе с участием ортопироксена, реально наблюдаемое в изученных породах, является более высокотемпературным (675°С) по сравнению с диопсид-куммингтонитовым равновесием (около 500°С). Химические реакции с участием платиноидов (1<sup>1</sup>-3<sup>1</sup>) близки к равновесным условиям при T=675.7°С и P=8.08 кбар.

В результате усложнения метаморфических парагенезисов за счет введения в систему актинолита оказалось, что ассоциация равновесна при T=373°C и P=1.14 кбар (рис.61). Соединения, способствующие протеканию в данной системе химических реакций (1-6), являются равновесными при T=372°C и P=1.14 кбар, а химические реакции (1<sup>1</sup>-6<sup>1</sup>) при T=374.7°C и P=1.18 кбар.



Рис.61. Р-Т-параметры платино-актинолитовых парагенезисов (1-6) совместно с платино-палладиевой системой (1<sup>1</sup>-6<sup>1</sup>)

Fig.61. The P-T-parameters Pl-Act paragenesis (1-6) jointly with the platinumpalladium system  $(1^{l}-6^{l})$ :

Более поздняя стадия кристаллизации парагенезисов с участием роговой обманки, точке с ЭПГ, содержащими химические реакции, происходила при Т=около 450°С и Р=5.76 кбар (рис.62).

Анализируя полученный расчетный материал, следует отметить некоторую характерную особенность влияния платиноидов на Р-Т-параметры Р-Т-параметров рассмотренных Полученные систем. величины платиносодержащих силикатных систем для куммингтонитовых И актинолитовых парагенезисов близкими (аналогично оказались И в палладийсодержащих системах). Вместе с тем, влияния платиноидов на величины Р-Т-параметров роговообманковых парагенезисов не отмечено. Из сопоставления полученных результатов следует, что при условии равновесия в системе, содержащей, например, химические соединения платины, система, содержащая химические соединения палладия, будет являться неравновесной и наоборот, что должно отразиться на их составах. Представленные результаты расчётов (образование сульфидов элементов платиновой группы) находятся в хорошем согласии с имеющимися литературными данными для стандартных условий (Лидин и др., 2000). В свете изложенного следует, что при установленных Р-Т-параметрах в рассчитанных химических реакциях (1<sup>1</sup>-6<sup>1</sup>) системы палладий участия не принимает.



Рис.62. Р-Т-параметры платино-палладиевой системы

Fig. 62. The P-T-parameters of the platinum-palladium system:

Для гранат-амфиболовых пород, развивающихся в непосредственной близости с рудоносными горизонтами и вследствие этого называемых нами как "околорудные породы", характерно постоянство минерального состава: плагиоклаз-лабрадорового ряда и новообразованные магнезиальная роговая обманка, биотит, гранат и чермакитовая роговая обманка. Породы не сохраняют первично-магматические структуры поэтому рассматриваются И как метаморфические или метасоматические образования.

В детально исследованной ассоциации гранат-роговообманковых пород (обр.25): Пл<sub>69</sub>-Амф 1<sub>22</sub>-Амф 2<sub>32</sub>-Амф 3<sub>49</sub>-Амф 4<sup>1</sup><sub>78</sub>-Бт<sub>55</sub>-Хл-Эп<sub>20</sub>-Ап-Мт-Кв – присутствуют различные генерации амфиболов (1-3), аналогичные как в безрудных, так и в рудосодержащих породах. Исключение составляет амфибол (Амф-4<sup>1</sup>), представленный феррочермакитовой роговой обманкой, находящейся в ассоциации с гранатом, биотитом, эпидотом и магнетитом. Петрографические наблюдения и полученные термодинамические данные позволяют наметить три последовательные стадии кристаллизации и минералооброазования в метасоматитах.

Первая стадия соответствует образованию ранних парагенезисов Пл-Амф 1 и Пл-Амф 2. На ранней стадии происходит перекристаллизация пород, которая приводит к частичному, а порой и полному исчезновению клинопироксена путём замещения его амфиболом актинолит-тремолитового ряда (Амф 1), с последующим замещением актинолитовой роговой обманкой (Амф 2).

Вторая стадия условий кристаллизации соответствует процессу образования роговой обманки (Амф 3). Эти преобразования приводят к постепенному, а порой и полному исчезновению ранних амфиболов и кристаллизации в данной системе роговой обманки. Рассчитанные условия равновесия при T=333°C и P=2 кбар отвечают за Пл-Акт-парагенезис, а при T=451°C и P=6кбар соответствуют образованию роговообманковых парагенезисов при этих Р-Т-параметрах. Отсюда следует, что в исследуемой системе метаморфические процессы первой и второй стадии протекали с постепенным повышением температуры до 451°С и давления до 6 кбар.

Третья стадия кристаллизации связана с образованием чермакитовой роговой обманки (Амф 4<sup>1</sup>), железистого биотита и граната. Модельная система для расчета содержала в своем составе следующие миналы: альбит, анортит, Fe-чермакит, Mg-чермакит, флогопит, аннит, эпидот, вода, а также водород, кислород. Результаты расчета представлены на рис.63. На диаграмме показаны две точки пересечения линий констант равновесий, имеющие следующие параметры:  $T_1=364^{\circ}$ C,  $P_1=4.51$  кбар (1-9) и  $T_2=381^{\circ}$ C,  $P_2=4.75$  кбар (10-13). Дополнительным расчетом, с использованием только Fe-чермакитового минала, установлено только одно пересечение, соответствующее  $T_1=364^{\circ}$ C и  $P_1=4.51$  кбар. Отсюда становится очевидным, что  $T_2$  и  $P_2$  соответствуют Mg-чермакитовой роговой обманке (рис.63).



Рис.63. Оценка P-T-параметров плагиоклаз-чермакитовых асоциаций Fig.63. The evaluation of the P-T-parameters of plagioclase-oligoclase associations: 1) 12Ep+32An+10W=4Qtz+4FeTs+24Czo+3O<sub>2</sub>; 2) Mt+6Ep+18An+6W= 3FeTs+12Czo+2O<sub>2</sub>; 3) 4Qtz+2Mt+4An+2W=2FeTs+O<sub>2</sub>; 4) 24Czo+36Qtz+ 12Phl+16Mt+6W=12Ann+12Ep+12Tsc+5O<sub>2</sub>; 5) 5Mt+3Phl+12Qtz+12Czo=

Из полученного материала следует, что химические реакции (1-7) с Fe-Черм в данной системе являются равновесными при T<sub>1</sub>=364°C и P<sub>1</sub>=4.51 кбар, а химические реакции (8-13) с Mg-Черм – при T<sub>2</sub>=381°C, P<sub>2</sub>=4.75 кбар.

Заключительная стадия формирования рассматриваемой минеральной ассоциации, по нашему мнению, отвечает сокристаллизации чермакитовой роговой обманки Амф 4<sup>1</sup> и граната. Этот процесс можно описать минальными реакциями следующего вида (рис.64). Протекающие в данной системе химические реакции являются равновесными при T=640°C и P=3.93 кбар.



Puc.64. Оценка P-T-параметров гранат-чермакитовых ассоциаций Fig.64. The evaluation of the P-T-parameters of Grt-Ts associations:

1)  $12An+2Mt+2FeTs+2W=8Czo+4Alm+O_3$ ; 2)  $9An+2Mt+3FeTs=6Czo+Gr+5Alm+O_3$ ;

3)  $2Mt+6FeTs=4Gr+8Alm+O_2+6W;$  4) 2Czo+FeTs=Alm+3An+Gr+2W;

5)  $2Mt + 4Gr + 24An + 10W = 2FeTs + 16Czo + O_2$ ; 6)  $2Mt + 2Gr + 18An + 6W = 2Alm + 12Czo + O_2$ 

Для оценки равновесных условий в системе с участием граната и биотита в рассматриваемой ассоциации получены более низкие значения и температуры и давления (рис.65). Константы равновесия данных химических реакций пересеклись на P-T-диаграмме в точке при T=574.3°C и P=5.59 кбар. Это не противоречит наблюдениям о развитии биотита по роговой обманке. Если это так, то развитие процессов метасоматоза в околорудных гранат-биотитамфиболовых породах протекало по мере снижения температуры и давления.



Рис.65. Оценка P-T-параметров гранат-биотитовых ассоциаций Fig.65. The evaluation of the P-T-parameters of Grt - Bt associations:

Необходимо отметить, что для пород рудоносного горизонта И ассоциирующих с ними околорудных пород с гранат-роговообманковыми парагенезисами устанавливаются признаки последовательного развития ранних метаморфических преобразований, которые проявлены и в рядовых безрудных породах. Иными словами, метаморфическая история пород рудного горизонта и сопряженных с ней безрудных зон на ранних стадиях была тождественной. С другой стороны, только для гранат-роговообманковых пород свойственно развитие феррочермакитовой роговой обманкой парагенезисов и гроссуляр-С альмандиновым гранатом.

### 4.3. Термобарометрия рудоносных пород Восточно-Панского блока

Для пород Восточно-Панского блока в целом и в частности для участков Чуарвы, Предгорный характерно более широкое и значительное, по сравнению с Западно-Панским блоком, развитие метаморфических преобразований, что выражается в таких явлениях, как амфиболизация, биотитизация, эпидотизация и окварцевание пород. В отдельных образцах этого блока присутствуют реликты автометаморфических минералов различной магматических И степени сохранности. Породы участка Кукша полностью амфиболизированы. На самом востоке, в контакте с вулканогенно-осадочными окончании блока на образованиями Имандра-Варзугской структуры, развиты амфиболизированные и хлоритизированные метагаббро (обр.7, 35, приложение).

Для геотермобарических исследований был выбран образец 40 (приложение), представляющий собой амфиболизированный габбро-норит из расслоенного горизонта участка Предгорный. Он имеет следующий

минеральный состав: Пл<sub>77</sub>-(Эн<sub>39</sub>-Ди<sub>27</sub>)-Кумм <sub>30</sub>-Амф 1<sub>23</sub>-Амф 2<sub>38</sub>-Амф 3<sup>1</sup><sub>41</sub>-Амф 3<sub>55</sub>-Би<sub>23</sub>-Му-Кц-Эп-Кв-Мт-Пир-Пирр-Хпир-(Пен-Бт). Для оценки Р-Т-параметров формирования ранних актинолитовых парагенезисов в модельную систему были включены анортит, актинолит, флогопит, клиноцоизит, хлорит, аннит, кварц, магнетит, сульфиды ЭПГ. В результате расчета установлено, что точка пересечения констант равновесия 7 химических реакций (без платиноидов) соответствует Т=390°С и Р=2.2 кбар (рис.66).



Рис.66. Оценка P-T-параметров Пл-Акт ассоциаций с ЭПГ-минерализацией: Fig.66. The evaluation of the P-T-parameters of Pl-Act associations with EPGmineralization:

Вблизи данной точки пересечения, в усложненный системе за счет платиноидов, установлено присутствие только одной линии константы равновесия химической реакции  $l^1$ , в которой имеет место равновесие  $PdS_2$  (низкие температуры)  $\leftrightarrow PdS$  (высокие температуры). Соединения с участием платины при этих условиях не проявлены.

Для оценки термодинамического условия равновесий с участием чермакитовых роговых обманок было проведено исследование двух модельных систем: без соединений ЭПГ (рис.67) и в присутствии соединений ЭПГ (рис.68). Результаты проведенных термобарометрических исследований позволили определить следующие P-T-параметры равновесия для данных систем: в первом случае при T=398°C и P=2.65 кбар, а во втором – для выделенной точки пересечения констант равновесия химических реакций с участием только платины – при T=406°C и P=2.86 кбар. Химические реакции с участием палладия оказались за пределами этих P-T-параметров.



*Puc.67. Оценка P-T-параметров платино-актинолит-чермакитовых ассоциаций Fig.67. The evaluation of the P-T-parameters of Pl-Act-Ts associations:* 



- Рис.68. Оценка Р-Т-параметров платино-актинолит-чермакитовых ассоциаций с ЭПГ-минерализацией
- Fig.68. The evaluation of the P-T-parameters of Pl-Act-Ts associations with EPG mineralization:

1')  $14Mt+9Phl+7Pt+42Qtz+9Tsc=7PtS_2+9Ann+3Act+8W;$  2')  $2Ann+PtS_2+2Tsc=2H_2S+4Qtz+Pt+2Phl+2Mt+4An;$  3')  $24Ann+7PtS_2+24Tsc=14H_2S+7Pt+24Phl+$ 

 $14Mt+84An+6Act+16W; 4') 5Ann+14Qtz+5Tsc+12Czo=5Phl+28An+3Act+8W; 5') 10Mt+5Pt+48Qtz+24Czo+10H_2S=5PtS_2+36An+6Act+16W$ 

На рис.69 размещена Р-Т-диаграмма, на которой представлены результаты исследования системы плагиоклаз-роговообманковой ассоциации в присутствии ЭПГ и их сульфидов. Характерной особенностью данной системы является положение точки равновесия химических реакций при T=473°С и P=4.27 кбар и установленные в результате расчета области существования платиноидов. Слева от точки равновесия (низкие температуры) – область Pd и PdS, а справа – высокотемпературная область существования Pt и PtS.



Рис.69. Оценки Р-Т-параметров парагенезисов с роговой обманкой с ЭПГминерализацией

Fig.69. The evaluation of the P-T-parameters of paragenesis, with hornblende, with EPG-mineralization:

Для оценки наличия возможных условий равновесия в ассоциации диафторированной породы (обр.35, приложение) была создана система Пл-Акт-Хл парагенезиса в ассоциации с ЭПГ-минерализацией. Результаты расчета представлены на рис.70. Полученный расчетный материал представляет определенный интерес. Шесть констант равновесия химических реакций (1-6) пересеклись в точке на Р-Т-диаграмме при T=371°C и P=1.02 кбар. Справа от этой точки (область высокой температуры) протекают химические реакции (1'-4'), в которых присутствуют только соединения палладия.





Fig. 70. The evaluation of the P-T-parameters of Pl-Act- Chl paragenesis (diaphtorite) in association with EPG-mineralization:

 $30Otz+10Mt+10Di+2An+14W=6Act+2Chl+5O_{2}$ 24Czo+588Otz+190Mt+ 2) 1) 180Di+246W=114Act+36Chl+95O2 3) 84Czo+213Qtz+50Mt+15Di=30Act+123An+ 10Mt+48Otz+24Czo=36An+6Act+5O2+6W;  $3Chl+25O_{2}$ 5) Chl+9Otz+12Czo=4) 5Di+19An+10W; 6)  $30Mt+80Di+196An+142W=18Act+16Chl+120Czo+15O_2$ ; 1)  $3PdS_2+10Mt+48Otz+24Czo=6H_2S+3Pd+36An+6Act+8O_2;$  2) 5Mt+24Otz+12Czo+18Act+16Chl+71PdS<sub>2</sub>+120Czo=142H<sub>2</sub>S+1Pd+30Mt+  $7S = 3H_{2}S + 4SO_{2} + 18An + 3Act; 3'$ 80Di+196An+56O<sub>2</sub>: 4) Chl+5PdS<sub>2</sub>+9Otz+12Czo=10H<sub>3</sub>S+5Pd+5Di+19An+5O<sub>2</sub>

Суммируя результаты исследования об оценке условий образования метаморфических минеральных парагенезисов в безрудных и рудоносных породах Панского массива и опираясь на приведенные выше петрографические наблюдения о последовательности их формирования, можно говорить о некотором едином прогрессивном тренде наложенных поставтометаморфических минеральных реакций в диапазоне от 250-300°C до 500-600°C при росте давления от 1.5-2 кбар до 5-6 кбар. Реальные термодинамические условия постмагматического минералообразования, вероятно, имели более сложную эволюцию.

Наиболее поздние изменения (хлоритизация, окварцевание, образование пренитовых-пумпеллиитовых и цеолитовых жильных парагенезисов) осуществлялись при более низких температурах, проявляясь локально.

## 5. ПРИРОДА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ И ИХ РОЛЬ В РУДООБРАЗОВАНИИ

Основываясь на приведенных выше результатах изучения последовательности развития минеральных парагенезисов в породах Панского массива, оценках термодинамических условий их образования, а также известных к настоящему времени геологических и петрологических материалах, попытаемся рассмотреть возможную геологическую природу постмагматических процессов минералообразования, проявившихся в этом массиве.

## 5.1. Метаморфические процессы

К настоящему времени установлено, что Федорово-Панская интрузия, представленная несколькими блоками или массивами, формировалась в течение около 80 млн лет, в период от 2526 до 2445 млн лет. Весь же период активного внедрения базитовых магм в сиалическую земную кору на рубеже архей – протерозой оценивается в 120-130 млн лет, т.е. в период, сопоставимый с орогеническими эндогенными циклами (Баянова и др., 1994, 2004; Митрофанов и др., 1995; Серов и др., 2005).

Предполагается, что Федорово-Панский интрузив сформировался в результате неоднократного поступления магматических расплавов, вероятно, из разноглубинных источников. С ранней стадией (2500-2485 млн лет назад) связано неоднократное формирование габбро-норитов и габбро, бедного рассеянного платинометалльного и сульфидного медно-никелевого оруденения. Со следующей стадией сопряжено внедрение пегматоидных габбро-анортозитов формирование связанных с их флюидной активностью богатых И платинометалльных руд НРГ (около 2470 млн лет назад). В более позднюю стадию (около 2450 млн лет назад) происходило внедрение поздних анортозитов формирование платино-палладиевых руд ВРГ И. возможно. массива (Митрофанов, 2006).

Температурный интервал магматической кристаллизации массива по двупироксеновым термометрам оценивается в 870-1170°С (Радченко, 1983). С ним согласуются оценки, полученные (Латыпов и др., 1999) с учетом положения моновариантной линии OI+Opx+Cpx+PI+L на диаграмме P<sub>H20</sub>-T-X (Дубровский, 1993).

Приведенные выше оценки давления для парагенезиса с участием ортопироксена, клинопироксена и основного плагиоклаза (P=13.3 кбар) вряд ли могут рассматриваться как характеризующие глубинность становления интрузива. Соответствующая температура (около 750°С) занижена для солидуса габбро, а давление слишком высоко. Отсутствие магматического амфибола в породах массива показывает, что их кристаллизация происходила при водном давлении не более 2 кбар.

В Западно-Панском блоке С.М.Карповым (1999) установлено присутствие плагиоклаз-шпинель-кордиеритовых пород роговиковой фации. Они выявлены в центральных частях блока на нескольких геометрических уровнях. Особенностью геологического положения этих пород является приуроченность к телам магнетитовых габбро, в частности, расположение

вблизи контактов или на простирании их тел. Роговики образуют мелкие тела до 1 м мощностью линзовидной или неправильной формы, удлиненные согласно простиранием пород. Тела роговиков окружены узкой зоной с общим лейкократовой существенно плагиоклазовой породы, которая постепенно переходит в лейко-, а затем в мезократовые габбро-нориты. В составе роговиков, кроме плагиоклаза, шпинели и кордиерита, присутствуют андалузит, корунд, рудные минералы. Кордиерит высокомагнезиальный (с железистостью около 11%) представлен мелкими изометричными, короткопризматическими зернами, слагающими до 90% объема центральных зон роговиковых тел. Плагиоклаз (45-70 An %) присутствует в виде пойкилитовых выделений, в основном в краевых зонах роговиков, включающих мелкие зерна шпинели кордиерита. Указываются признаки реакционного замещения кордиерита плагиоклазом. Андалузит представлен удлиненными кристаллами, иногда в виде волокнистых агрегатов в тесном срастании с рудными минералами. Он отмечается в краевых частях роговиковых тел. ассоциирует с корундом. Шпинель-кордиеритовые роговиковые породы на основании их петрохимических и геохимических особенностей рассматриваются как фрагменты рамы, захваченные магмой при внедрении, или как осевшие фрагменты кровли интрузии. Предполагается, что наблюдающаяся ныне центральная часть массива в свое время представляла краевую зоны ранней магматической камеры. Для нас важно то, что наличие ксенолитов андалузит-кордиеритовых парагенезисов, 8 массиве которые формируются при давлениях не выше 4 кбар и температурах до 550-650°С (Глебовицкий, 1973), свидетельствует об относительно небольшой глубинности массива и соответственно более низких значениях давлений на твердые фазы, выше оценки. Гипабиссальный характер чем приведенные интрузива подчеркивался и по геологическим и петрологическим данным (Докучаева, 1994; Латыпов и др., 2000). С другой стороны, состав минеральных парагенезисов роговиков может свидетельствовать о том, что температуры вмещающих габброноритов во время их формирования не превышали 600-650°C, хотя вопрос о геологической природе рассматриваемых образований остается не ясным.

Магматическая история формирования пород Панского массива завершилась формированием парагенезисов: ОПи+КПи+Пл+Мт; КПи+Пл+Мт; Ол+КПи+Пл+Мт. Остывание массива на поздних стадиях его магматической истории сопровождалось развитием субсолидусных твердофазных реакций (пироксены), а затем формированием куммингтонитовых, серпентиновых автометаморфических парагенезисов за счет флюидов магмы или поступления растворов извне. Для внутренних габбро-норитовой и габбровой зон Панского характерна крайняя незначительность масштабам массива по автометаморфических преобразований. обусловлено, Это видимо. как изначальной бедностью магм водно-флюидными компонентами, так и тем, что они внедрялись в относительно сухие породы - гранитогнейсы, щелочные граниты, биотитовые гнейсы в северной, лежачей контактной зоне и мощные толщи слабометаморфизованных основных вулканитов в южной контактной зоне. Автометаморфические преобразования с формированием минеральных куммингтонита, серпентина развивались парагенезисов с участием при снижении температуры до 450-500°С и давлении около 5 кбар. Можно предполагать, что остывание массива Панских тундр в земной коре происходило до 300°С и более низких температур, соответствующих пренит-пумпеллиитовой фации, а затем наступил этап его повторного прогрева с развитием метаморфических реакций в консолидированных, затвердевших породах, о чем свидетельствуют признаки коронитовых структур.

Наложенная метаморфическая история пород массива проявлена в последовательном новообразовании парагенезисов Са-амфиболов: Амф 1-Амф 2-Амф 3. Их формирование происходило ступенчато в условиях прогрессивного роста температуры с 300-370 до 470-500°С и давления от 1.5-2 до 5 кбар. Закономерное изменение состава и характера Са-амфиболов в ходе постмагматических преобразований, в частности рост их глиноземистости и железистости, что отражает прогрессивный Р-Т-тренд, было установлено также Т.В.Рундквист (1999). Естественно, возникает вопрос, с чем связан этот прогрессивный тренд термодинамических условий. Казалось бы, самым логичным предположить, что он обусловлен прогрессивным региональным метаморфизмом палеопротерозоя, в частности широко проявленным в пределах всего Кольского региона метаморфизмом свекофеннского эндогенного (тектонометаморфического) цикла с возрастом 1.9-1.8 млрд лет (Эндогенные режимы.., 1990; Петров, 1999).

Повсеместно наблюдаемые принципиально однотипные структурные взаимоотношения амфиболов Амф 1, Амф 2, Амф 3 в породах, содержащих эти ассоциации, независимо от их геологического положения – эндоконтактовые зоны, внутренние, габбро-норитовая и габбровая зоны массива, включая нижний и верхний расслоенные горизонты, являются фактом, свидетельствующим, что они есть следствие процессов, охватывавших весь массив, хотя и очень неоднородно, с различной интенсивностью. Таким процессом мог бы быть региональный метаморфизм палепротерозоя.

Однако ряд данных не позволяет рассматривать это предположение как единственно верное.

1. В южной приконтактовой зоне Панского массива имандра-варзугский осадочно-вулканогенный комплекс регионально метаморфизован в биотитхлоритовой субфации зеленосланцевой фации (Имандра-Варзугская..., 1982). Соответствующие этой фации наложенные минеральные парагенезисы с биотитом и хлоритом наблюдаются в породах массива в зоне контакта. Их значение убывает по мере удаления от приконтактовой зоны вглубь массива. В целом, именно зеленосланцевые парагенезисы являются наиболее поздними, развитыми во всех породах массива, исключая локально проявленные пренитпумпеллитовые и цеолитовые парагенезисы еще более поздней стадии метаморфической истории массива.

Таким образом, верхняя, висячая эндоконтактовая зона Панского массива обнаруживает явные признаки взаимодействия и совместного метаморфизма с осадочно-вулканогенным комплексом Имандра-Варзугской зоны, о чем, в частности, свидетельствует и развитие в ассоциациях приконтактовой зоны турмалина и его постепенное исчезновение по мере удаления вглубь массива.

2. В северной (нижней) эндоконтактовой зоне Панского массива отсутствует типичная для базитовых интрузивов моноциклических метаморфических комплексов зональность преобразований – уменьшение интенсивности метаморфизма от контактов к внутренним зонам интрузивов. В одном из исследованных разрезов вблизи контакта со щелочными гранитами развиты практически неизмененные габбро-нориты, которые лишь на удалении

от контактной зоны сменяются сильнометаморфизованными породами. Наличие в зоне контакта щелочных гранитов массива Белых тундр и Панского интрузива различных типов пород (амфиболовые сланцы, биотитовые гнейсосланцы, возможно относящиеся к лебяжинской серии верхнего архея), равно как и отсутствие четких петрологических признаков контактово-метаморфического воздействия щелочных гранитов на породы Панского массива и, наоборот, влияния Панского массива на щелочные граниты, подтверждает ранее высказывавшиеся мнения 0 существенно тектонической природе их современного сочленения.

3. Минеральные преобразования, характеризующие переход от стадии остывания интрузива и развития процессов автометаморфизма к наложенному метаморфизму с прогрессивным трендом Р-Т-параметров в Панском массиве, существенно отличаются от классического типа, в качестве которого может рассматриваться метаморфическая история никеленосных дифференцированных габбро-пироксенит-верлитовых интрузивов Печенгской структуры. Возраст печенгских интрузивов установлен достаточно надежно и определяется в 1960 млн лет (Смолькин, 1992). Они внедрялись в неметаморфизованные терригенные осадочные породы и базальтовые толщи пильгуярвинской серии, совместно с которыми затем участвовали в сложной цепи тектонических деформаций, прогрессивного и регрессивного регионального метаморфизма свекофеннского времени. В метаперидотитах, метапироксенитах и метагаббро в зонах пренитпумпеллитовой и зеленосланцевой фации автометаморфические изменения выражены в последовательном замещении моноклинных пироксенов диопсидгеденбергитового ряда сначала бурой керсутитоподобной роговой обманкой с повышенным содержанием двуокиси титана, затем зеленой роговой обманкой и далее актинолитом при полной альбитизации плагиоклаза с частичным или полным замещением его хлоритом и пумпеллиитом.

В породах Панского массива подобные ступенчатые преобразования фиксирующие снижение температуры клинопироксена, при остывании интрузива, практически не проявлены. Начальные изменения клинопироксена здесь сводятся к последовательному развитию амфибола актинолиттремолитового ряда (Амф 1), затем актинолитовой роговой обманки (Амф 2) и далее магнезиальной роговой обманки (Амф 3). Аналогичным образом и ортопироксен на разных стадиях замещается куммингтонитом и ранним амфиболом 1. Дальнейшие изменения ортопироксенов сводятся к хлоритизации и частичному оталькованию, а в отдельных случаях – карбонатизации.

Другими словами, последовательность образования Са-амфиболов принципиально отличается печенгских интрузивных породах от в последовательности, наблюдаемой в породах Панского массива. В Печенгских имеем классический автометаморфический регрессивный интрузивах мы Р-Т-тренд до условий пренит-пумпеллиитовой фации, который затем сменяется прогрессивным трендом, связанным с синтектоническим региональным метаморфизмом. В породах Панского массива автометаморфические изменения проявлены в целом незначительно и редуцированно, но с какого-то момента, пока неопределенного, в них начали развиваться метаморфические реакции гидратации (амфиболизация, биотитизация) с прогрессивным Р-Т-трендом.

4. Минеральные ассоциации пород нижнего и верхнего расслоенных горизонтов и околорудных гранат-роговообманковых метасоматитов

соответствуют по P-T-параметрам эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации; в них отмечаются реликтовые проявления более раннего, более низкотемпературного зеленосланцевого метаморфизма.

Гранат-амфиболовые парагенезисы и роговообманково-плагиоклазовые рассматриваться ассоциации не могут как свидетельство наложенного регионального метаморфизма. Известно, что в норильских никеленосных интрузивах, вмещающие породы которых практически не метаморфизованы (не выше пренит-пумпеллиитовой фации), ещё В.В.Золотухиным (1976) описаны околорудные метасоматиты с гранатом, клинопироксеном, феррогастингистом, флогопитом, хлоритом и пумпеллиитом. Гранат в этих породах представлен андрадитом с содержанием CaO 33,18 и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 19 вес.%. Все темноцветные минералы характеризуются высокой железистостью. Образование этих пород связывается с метасоматическими постмагматическими процессами. Как отмечалось, гранаты изученных пород Панского массива относятся, судя по результатам электронно-зондовых анализов, к гроссуляр-альмандиновому типу с содержанием CaO 5.8-7.5%, FeO 25.9-29.2% при очень низком содержании MgO 0.5-1.0% и концентрации MnO 3.0-5.3% (обр.22, 23. 27, 30, приложение). Подобный состав гранатов не характерен для амфиболитовой фации регионального метаморфизма метабазитов; его специфика, видимо, отражает особые условия развития метасоматоза.

В пользу заключения о флюидно-метасоматическом происхождении (1) гранат-амфиболовых и (2) роговообманко-плагиоклазовых (c Амф 4) Панского парагенезисов породах интрузива до развития процессов в регионального метаморфизма вмещающих палеопротерозойских осадочновулканогенных толщ свидетельствует и то, что парагенезисы (1) отсутствуют (даже в виде реликтов) в эндоконтактовых зонах массива, а парагенезисы (2) находятся исключительно В пространственной связи с расслоенными рудоносными горизонтами.

Важно отметить также, что в лейкогаббро верхнего расслоенного горизонта Амф 3 образует самостоятельные кристаллы в основной массе, а Амф 4 ассоциирует с рудными минералами. В лейкократовых, так называемых керсутитовых габбро печенгских расслоенных интрузивов, бурый амфибол также образует самостоятельные кристаллы и рассматривается как позднемагматический, кристаллизовавшийся из остаточных порций расплава, обогащенных летучими, в том числе водными компонентами.

Таким образом, мы приходим к выводу, что прогрессивный тренд преобразований, фиксируемых метаморфических по последовательному развитию парагенезисов Амф 1, Амф 2, Амф 3 и Амф 4, не имеет непосредственного отношения к прогрессивному региональному метаморфизму палеопротерозоя, в частности свекофеннского эндогенного цикла. С последним связаны лишь метаморфические преобразования уровня биотитовой ступени зеленосланцевой фации, наиболее масштабно проявившиеся в приконтактовых зонах массива. Возможно, в зоне восточного выклинивания Панского массива степень его регионально метаморфических преобразований была несколько более высокой. Bo внутренних зонах массива соответствующие метаморфические преобразования проявлены в незначительной степени и контролируются системами тектонических нарушений, что проявляется в развитии локальных зон зеленосланцевых парагенезисов.

К Федорово-Панскому интрузивному массиву в целом вполне применимо рассмотрение его как своеобразной промежуточной камеры поступавших из разноглубинных накопления магм. очагов генерации. промежуточной Приуроченность этой камеры глубинному к структурообразующему разлому, ограничивающему с севера рифтогенную Имандра-Варзугскую зону, определяет её длительную магматическую флюидную жизнь, сопряженную с этапами тектономагматической И И метаморфической активизации. Мантийный плюм, с которым связывается развитие рифтогенных систем палепротерозоя в северо-восточной части Балтийского щита, циклически проявлял свою активность в период 2500-1900 млн лет назад (Balashov et al., 1993, Шарков, 1994). Поэтому, учитывая сумийский Панского массива. можно предположить, что поступление возраст гидротермальных растворов, вызывающих и катализирующих развитие процессов гидротермально-метасоматических процессов, частности в амфиболизации, и сопряженных с ними метаморфических реакций, могло быть связано с тектономагматической активизацией ятулийского и особенно раннесвекофеннского этапов в режимах растяжения земной коры. Это может объяснять прогрессивный тренд температурных параметров, так как именно свекофеннский эндогенный цикл имел наиболее мощное проявление в пределах Кольского региона. Сопряженное возрастание давления (Радонла), как параметра образования парагенезисов Са-амфиболов, отчасти может объясняться возрастанием литостатического давления за счет мощных толщ вулканитов варзугской и томингской серий палепротерозоя, вероятно перекрывавших Федорово-Панский интрузив, а ныне эродированных. Данное предположение представляется логичным и геологически объяснимым. Однако оно требует дополнительного обоснования И, прежде всего, установления возраста минеральных парагенезисов с участием различных генераций Са-амфиболов и граната.

свекофеннского С стадиями цикла, заключительными характеризовавшимися режимом сокращения и сжатия земной коры, развитием интенсивных деформаций и региональным метаморфизмом супракомплекса, связан зеленосланцевый метаморфизм, в основном эндоконтактовых пород внутренних низкотемпературные Панского массива. Bo его зонах метаморфические и жильные гидротермальные явления развиваются только в тектонически нарушенных участках.

## 5.2. Сульфидная и ЭПГ-минерализация

Платинометалльное оруденение в Федорово-Панском интрузиве тесно ассоциирует с бедной сульфидной медно-никелевой минерализацией. Исключительно редко повышенные содержания ЭПГ устанавливаются в породах, не содержащих сульфидов.

Как уже отмечалось, в массиве Панских тундр сульфидная медноникелевая минерализация с платинометалльным оруденением размещена на нескольких уровнях разреза. Наибольший интерес представляют 3 уровня развития ЭПГ-оруденения в зоне габбро-норитов – НРГ, ВРГ и "оливиновый" горизонт (Корчагин и др, 1994; Гончаров и др., 1994; Митрофанов и др., 1995). Оруденение в НРГ приурочено к границам пластов лейкократовых пятнистых габбро и анортозитов с норитами и габбро-норитами, а также с плагиопироксенитами. Основная рудоносная зона имеет ширину от 1-2 до 10 м, изредка до 50 м и состоит из ряда сближенных кулисообразно залегающих пласто- и линзообразных сульфидсодержащих залежей.

Распределение сульфидов в сульфидсодержащих залежах неравномерное, пятнистое, содержание их на небольших участках изменяется от долей процента до 3-5%, составляя в среднем от 1 до 1,5%. Форма рудных ксеноморфная. Размер сульфидной обособлений вкрапленности в разностях пород составляет 2-4 крупнозернистых MM. в среднеи мелкозернистых изменяется от 0,1 до 1 мм. Редко сульфиды образуют гнезда величиной до 1-2 см. Оруденение бедное, среднее содержание никеля и меди составляет 0.16-0.32 и 0.24-0.40% соответственно.

Платинометалльное оруденение распространено неравномерно, но в пределах отдельной сульфидоносной залежи содержание ЭПГ относительно выдержано. Содержание суммы ЭПГ+Аи изменяется от 0.05 до 17.0 г/т. Концентрация платиновых металлов возрастает параллельно с увеличением количества сульфидной вкрапленности, содержания никеля и меди. Примечательно, что в толще габбро-норитов вне пределов расслоенного горизонта сульфидная минерализация отмечается в виде маломощных прослоев на нескольких уровнях, но она практически не содержит ЭПГ.

Сульфидная минерализация с платиноидами в ВРГ выявлена в виде нескольких маломощных прослоев, сближенных в разрезе, приуроченных к его нижней части, представленной переслаиванием различных по составу и структурно-текстурным особенностям габбро-норитов, норитов и, в меньшей мере, анортозитов. Как и в НРГ, минерализация концентрируется на контактах пород различного состава и строения. Распределение сульфидов неравномерное. Они образуют небольшие линзы, прослои с максимальной мощностью до 0.5-1.0 м, которые прослеживаются на десятки метров. Содержание никеля и меди в сульфидоносных прослоях составляет 0.05-0.11 и 0.03-0.24% соответственно.

В верхней части ВРГ сульфидная минерализация с ЭПГ пространственно приурочена к относительно мощным (до 20-30 м) слоям крупнозернистых анортозитов. В анортозитовом слое распределение сульфидов крайне неравномерное. Участки, обогащенные рудными компонентами, образуют шлировидные, линзовидные обособления, тяготеющие к кровле и подошве анортозитового слоя. По простиранию они обычно прослеживаются на 5-10 м, редко на десятки метров, при мощности от 0.1-0.5 до 1-1.5 м.

В лежачем боку "оливинового" горизонта сульфидная минерализация с повышенными содержаниями ЭПГ приурочена к контакту трахитоидных троктолитов с оливиновыми габбро-норитами. В троктолитах сульфидная образом вкрапленность сосредоточена главным кристаллами между плагиоклаза. Мощность минерализованных участков отдельным по пересечениям не превышает 0.5 м. В "пятнистых" оливиновых габбро-норитах минерализация проявлена в виде шлировидных выделений сульфидов, пространственно тяготеющих к стяжениям оливина и ортопироксена. Размер сульфидных вкрапленников от 0.5-1 до 2-3 см, иногда до 5 см пересечениям.

Главными минералами сульфидного оруденения являются пирротин, халькопирит, пентландит, второстепенными – сфалерит, миллерит, виоларит, борнит, пирит, марказит и др. Содержание последних варьируется в зависимости от степени проявления в оруденелых породах наложенных изменений, прежде всего низкотемпературных.

Минералы ЭПГ образуют мономинеральные выделения размером от 5-7 до 150 мкм, включения в сульфидах, чаще всего в халькопирите. Они представлены арсенидами (сперрилит, арсенопалладит, в том числе теллурсодержащий). (холлингвортит), сульфоарсенидами сульфидами (брэггит, высоцкит), висмутотелуридами (котульскит, мончеит, меренскиит), МПГ, отмечаются также сопчеит, палладистое золото и другие минералы. Всего в составе оруденелых пород и руд Федорово-Панского интрузива установлены 46 минералов платины, палладия, рутения и золота. Минералы платиноидов и золота тесно ассоциируют сульфидами, находясь внутри их отдельных зерен или кластерных с обособлений или же по их границам. Часть из них рассеяна в силикатных минералах, но вблизи сульфидных обособлений.

Сульфидные минералы развиваются в промежутках зерен плагиоклаза и в различной степени амфиболизированных или полностью замещенных вторичными минералами пироксенов. Они представлены неправильными по форме зернами и их агрегатами, часто с неровными ограничениями, что обусловлено реакционными отношениями сульфидов и нерудных минералов. Ни в габбро-норитовых зонах, ни в их расслоенных горизонтах нами не наблюдались породы, в которых сульфиды находились бы в неизменённых магматических парагенезисах плагиоклаза, ортопироксена, клинопироксена или сульфидсодержащих изученных породах с ЭПГоливина. Bo всех минерализацией в той или иной мере проявлены наложенные метаморфические изменения. Относительно слабоизмененные сульфидосодержащие породы ассоциацией Пл-ОПи-Кпи-Кумм встречаются в верхнем расслоенном с горизонте Восточно-Панского блока. Сульфидное тонкозернистое вещество в них находится в прорастании с куммингтонитом. Иногда сульфидное вещество проникает в пироксены по трещинкам спайности. Здесь же наблюдаются породы, в которых ранний актинолитовый амфибол Амф 1 представлен мелкими секущими идиоморфными кристаллами (рис.80), иногда сульфидные вкрапленники (рис.25), что свидетельствует о том, что образование этих сульфидов происходило уже до развития или близко одновременно с ранней низкотемпературной амфиболизацией (Амф 1). Данный вывод подтверждается рис. 70, на котором изображены взаимоотношения минералов в ассоциации КПи-Амф І-Пл-Ап-С, в которой сульфиды корродируют пироксен, тогда как с амфиболом Амф 1 имеют ровные, нереакционные соотношения.

Наиболее сульфидофильными являются минеральные парагенезисы с одновременным участием нескольких генераций Са-амфиболов: (Амф 1+Амф 2+Амф 3) и парагенезисы с Амф 4 и эпидотом. В некоторых случаях сульфидные обособления окружаются своеобразной короной, состоящей из Амф 3 или Амф 4 и эпидота. Иногда наблюдаются тонкие микрографические срастания сульфидов с эпидотом. Характерна также обычная ассоциация сульфидов с апатитом.

С последовательным развитием амфиболизации происходили явления перекристаллизации и переотложения сульфидного вещества с образованием микропрожилков, кайм, сложных срастаний минералов друг с другом, пластинчатых обособлений по трещинам спайности в силикатах. Наблюдается замещение первичных сульфидов (пирротина, халькопирита) и магнетита пиритом, виоларитом, миллеритом, халькозином, гематитом и другими вторичными минералами.

Таким образом, особенности нахождения сульфидов в рудоносных породах и их структурные взаимоотношения с разными генерациями нерудных породообразующих минералов свидетельствуют о длительной, полистадийной истории формирования и развития сульфидного и платинометалльного оруденения.

ранняя стадия, по-видимому, сопряжена Наиболее BO времени автометаморфическим образованием куммингтонитовых парагенезисов. с В термодинамической системе с участием силикатных фаз, платины и сульфидов Р-Т-параметры равновесия минеральных реакций (Т=500°С, Р=5.65 кбар) близки к соответствующим условиям развития куммингтонитовых парагенезисов в силикатных системах. Представленные соотношения (рис.37) предполагают, что минералы платины могли участвовать в автометаморфическом процессе замещения клинопироксенов куммингтонитом при указанных Р-Т-условиях. Для платино-палладийсодержащих систем с участием ортопироксенов эти условия являются более высокотемпературными (675°С и Р=8 кбар, рис.39). Напомним, что куммингтонизация именно ортопироксенов является наиболее характерной и наиболее ранней автометаморфической реакцией в изученных породах. Судя по количеству сульфидных минералов, связанных с куммингтонитовыми парагенезисами, рудообразующее значение этой стадии было незначительным.

Следующие стадии формирования рудной минерализации связаны гидротермально-метасоматическими наложенными процессами, с реализованными в последовательном образовании нескольких генераций термодинамических равновесий Оценки минеральных Са-амфиболов. парагенезисов в системах с участием платиноидов и в системах без учета последних практически совпадают. Для стадии формирования актинолитовых парагенезисов (Амф 1) для Западно-Панского блока (рис.40-41, 53) они оцениваются в 370°С при величине давления около 1-1.2 кбар, а для стадии образования магнезиальных роговообманковых парагенезисов - в 450°С и 5.7-5.8 кбар.

Для парагенезисов с высокожелезистыми (железистость более 60%) роговыми обманками (Амф 4<sup>1</sup>) температуру равновесий оценивают в 470°С при давлении около 4.3 кбар. С учетом того, что наибольшее количество сульфидного материала наблюдается в породах, содержащих Амф 3, наиболее оптимальными для образования сульфидной и связанной с ней платинометалльной минерализацией являются условия стадии формирования минеральных ассоциаций с участием магнезиальных роговых обманок.

Высокожелезистые роговые обманки (Амф4<sup>1</sup>) характерны для фактически безрудных метасоматитов.

В целом, для понимания природы сульфидного и связанного с ним ЭПГоруденения в Панском массиве важны следующие его особенности.

1. Локализация оруденения или сульфидной минерализации в участках характеризовавшихся специфическими условиями массива, И зонах магматической кристаллизации или внедрения новых порций магм, интервенцией флюидов, что приводило к формированию тонкой расслоенности критических горизонтов, появлению пород такситового неоднородного строения и пегматоидных образований.

2. Оруденение концентрируется в контактах пород различного, часто контрастного минерального состава – лейкократовых габбро и меланократовых габбро-норитов, анортозитов, лейкогаббро.

3. Сульфидная и платинометалльная минерализация постоянно тесно ассоциирует с флюидсодержащими минералами-амфиболами, апатитом, слюдами, хлоритами, минералами группы эпидота и др.

4. Оруденение формировалось в широком диапазоне термодинамических условий.

5. Большое качественное многообразие сульфидной и ЭПГминерализации при её в целом сходном характере для оруденения разных участков локализации.

Отмеченные и некоторые другие особенности платинометалльного оруденения Панского массива не являются исключительными. Они характерны для многих расслоенных базитовых массивов как докембрия, так и, что особенно важно, для неметаморфизованных интрузивов фанерозоя, таких как некоторые трапповые интрузивы Норильского района (Додин и др., 2000; Шарков, Богатиков, 2004). В совокупности они свидетельствуют о длительной полигенной природе оруденения, в формировании которого участвовали и магматические, и постмагматические процессы – автометаморфизм, наложенные метаморфические и метасоматические процессы.

При рассмотрении возможных моделей формирования малосульфидного платинометалльного оруденения, связанного с подобными массивами. общепризнана огромная, если не ведущая, роль флюидов как в процессах магматической кристаллизации, так и позднемагматических и постмагматических процессах метаморфизма и метасоматоза. Происхождение и особенности геохимии рудообразующих флюидов и растворов связываются с накоплением флюидных компонентов в ходе кристаллизации магм в остаточных порциях (Золотухин, 1976; Годлевский, Лихачев, 1979), с миграцией флюидов из глубинных промежуточных резервуаров и очагов генерации (Маракушев, 1995), с мобилизацией и взаимствованием части флюидных и рудных компонентов, в частности серы, хлора, золота из вмещающих пород (Неручев, Прасолов, 1995; Дистлер и др., 1999; Рябов, 1999; Додин и др., 2000; Шарков, Богатиков, 1999, 2004). Экспериментальные исследования (Плюснина и др., 1995) показывают, возрастанию подвижности платиноидов способствует повышение что температуры, рост окислительно-восстановительного потенциала и кислотности гидротермальных растворов. Соответственно, обратные по направленности изменения свойств растворов благоприятствуют фиксации и отложению платиноидов.

В Панском массиве гидротермальные растворы, принимавшие участие в метаморфических и метасоматических преобразованиях и рудообразовании, имели восстановленный характер. Газовая фаза пород имеет метано-водородный состав, содержание хлора в апатитах, относящихся к типу фторапатитов, 0.28-0.84%, в других минералах оно незначительно, графит встречается в породах рудоносных расслоенных горизонтов. Отмечается некоторое увеличение содержания метана – от безрудных к рудоносным породам, а также повышенное содержание хлора в породах, содержащих роговые обманки повышенной щелочности и гранат (Докучаева, Припачкин, 1993; Орсоев и др., 1997; Латыпов, 1995). Результаты изучения изотопии благородных газов (гелия и аргона) также

свидетельствуют о сложной природе флюидов, активно участвовавших в рудообразовании (Нивин и др., 2005). Отмечается, что магматический флюид был разбавлен уже на докристаллизационном этапе палеометеорными водами. Рудоотложение в нижнем расслоенном горизонте происходило в относительно равновесных условиях и было связано с автометаморфическими процессами. Оруденение верхнего расслоенного горизонта может рассматриваться как "наложенное, образовавшееся в результате поступления в систему рудоносного постмагматического флюида". Возможным источником серы, а также и некоторых рудных компонентов в гидротермальных растворах, кроме ювенильного, могли быть сульфидосодержащие углеродистые супракрустальные толщи архея, в частности породы кейвской серии.

## 6. МОДЕЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОСТЫХ И УСЛОЖНЕННЫХ СИСТЕМ С УЧАСТИЕМ ПЛАТИНОИДОВ

Интенсивное развитие математических лисциплин последних десятилетий существенно влияло и воздействовало на другие науки. Это, в свою очередь, позволило значительно расширить возможности повысить И эффективность проводимых научных исследований. Математическое моделирование стало составной частью исследований ряда сложных проблем. Среди исследователей получили распространение различные методы математического моделирования. Построение математической модели во многом зависит от её целевого назначения, свойств объекта и т.д. Самой ответственной частью при использовании того или иного метода исследования является выбор структуры модели. При этом требуется не столько знание математики, сколько глубокое понимание сущности описываемого явления. В каждом конкретном случае математическая модель создаётся исходя из цели и задач исследования. с учётом требуемой точности решения и достоверности используемых данных.

Метод математического моделирования основан на тождественности уравнений, описывающих процессы модели или исследуемое явление. Подобный подход даёт возможность, абстрагируясь от неизученной сущности процесса, устанавливать функциональную связь между входными и выходными параметрами систем и решать задачу оптимизации на основе математикостатистического описания.

Наиболее эффективное применение достижений физики и физикохимии для анализа динамических геохимических систем связано с методами термодинамического анализа. Такой подход при проведении исследований определяется соответствующей строгостью термодинамических построений и даёт возможность делать широкие обобщения, позволяет исследовать явление независимо от его интерпретации в виде структурно-генетических схем. Современное приложение физики и химии в геологии – это сумма частных решений при общем контроле со стороны геологических данных. Математическое моделирование позволяет воспроизводить определённым образом подобранные условия физико-химической ситуации для изучения взаимоотношений между компонентами в сложных системах на основе термодинамических методов исследования. Ярким примером этому является математическое моделирование на ЭВМ природных процессов, базирующихся на основе экспериментальной, эмпирической и термодинамической информации (Карпов, 1981).

природных Математическое моделирование процессов является каждая ступень которого представляет собой многоэтапным процессом, самостоятельное исследование, несущее важную информационную нагрузку. Кажущаяся простота физико-химического моделирования на ЭВМ может привести к определённым ошибкам и созданию абстрактных моделей рудообразования, основанных на общих представлениях, зачастую не связанных с конкретными геологическими и геохимическими наблюдениями. Каждая исследуемая система должна иметь реальные границы термодинамических параметров и определяться тем необходимым и достаточным набором независимых компонентов, с помощью которых можно моделировать всё многообразие природного процесса.

Моделирование на ЭВМ геохимических процессов служит не просто способом наглядного и достоверного отображения фактических данных, но и является инструментом получения новой информации о процессах, конечные

результаты которых мы видим в геологических объектах. На этом фоне проявляются основные тенденции физико-химического моделирования процессов. геохимических Основой исследований природных процессов является формулирование и постановка задачи моделирования, корректный выбор математической модели, соответствующей природной и т.д.

Главной проблемой использования некоторых элементов в качестве независимого компонента в геохимических моделях является отсутствие термодинамической информации для соединений в твердом, жидком или газообразном состояниях. Такая работа представляет собой определенное направление в разделе фундаментальных исследований, является сложной и трудоемкой. Результаты таких исследований могут являться корректными при условии контроля сходных соединений данного элемента и возможности сопоставления расчетных данных с петрографическими и геохимическими наблюдениями, петрологическими и экспериментальными данными.

Первым шагом в моделировании является определение оптимальной размерности матрицы составом. Данное требование необходимо в связи с тем, что идеализированные системы с сокращенным числом независимых компонентов не могут дать адекватной модели изучаемого процесса. Вместе с тем, используемая ассоциация минералов в системе должна соответствовать избранной матрице и, конечно, изучаемому процессу. Важный фактор также выявление и соответствие минеральных фаз и отдельных компонентов (в том числе возможных и предполагаемых) базовой модели и данным геохимических и минералогических исследований. Выполнение данных требований тем более необходимо ввиду того, что за основу расчета берется исходный химический состав породы (или минералов), находящейся на конечной (или промежуточной) стадии изучаемого процесса.

#### 6.1. Оценка Р-Т-параметров модельных сульфидных систем Pt-S-H-O и Pd-S-H-O

Целью данного этапа исследования стало выяснение условий образования и изучение поведения компонентов в простейших модельных сульфидных системах. Предусмотрено рассмотреть системы, содержащие в своём составе элементы и сульфиды платины и палладия (Pt-S-H-O и Pd-S-H-O). В первую модельную систему были включены Pt, PtS, PtS<sub>2</sub> (твёрдая фаза) и SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, S<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O (газообразные компоненты). В результате проведённого исследования методом TWQ установлено, что линии констант равновесия химических реакций:

$3PtS + 2H_2\dot{S} + SO_2 = 3PtS_2 + 2W;$	(1)
$2PtS_2 + 2W = 2PtS + 2H_2S + O_2;$	(2)
$2SO_2 + 2W = 2H_2S + 3O_2;$	(3)
$PtS + SO_2 = PtS_2 + O_2$	(4)

имеют пересечение в точке на P-T-плоскости, которой соответствуют T = 330.2°C и P = 6.04 кбар (рис.71а). Во вторую модельную систему были включены Pd, PdS, PdS<sub>2</sub>, а также газообразные компоненты, аналогичные первой модельной системе. В результате проведённого исследования установлено, что линии пересечения констант равновесия химических реакций:

$$3PdS + 2H_2S + SO_2 = 3PdS_2 + 2W;$$
(5)  

$$2PdS_2 + 2W = 2PdS + 2H_2S + O_2;$$
(6)  

$$2SO_2 + 2W = 2H_2S + 3O_2;$$
(7)

(8)

 $PdS + SO_2 = PdS_2 + O_2;$ имеют несколько заниженные Р-Т-параметры, что отличает их от платиновой системы (T=301°С и Р=0.30 кбар) (рис.71б).



- Рис.71. Оценка параметров равновесия в системах: а) Pt-S-H-O (1-4) и 6) Pd-S-H-O (5-8) и положение на P-T-плоскости химических реакций, протекающих в данных системах
- Fig.71. The evaluation of the P-T parameters of balance in the systems: a) Pt-S-H-O (1-4) and b) Pd-S-H-O (5-8) and the position of the chemical reactions, taking place in the given systems, on the P-T-plane

# 6.2. Влияние концентрации серы и Р-Т-параметров на содержание палладия, платины и их сульфидов

В качестве исходных данных для модельных исследований были использованы результаты химического состава породы рудоносного горизонта с ЭПГ-оруденением. Расчёт векторного состава независимых компонентов мультисистем проводился путём перерасчёта результатов химического анализа на их мольное содержание в 1 кг породы. Созданная для исследования мультисистема содержала в своем составе независимые компоненты (элементы) Si-Al-Fe-Mg-Ca-Na-K-Cu-Ni-Pt-Pd-H-C-O-S.

Расчетная матрица мультисистемы представлена 23 зависимыми компонентами (силикатно-сульфидные минералы и химические соединения) и флюидной фазой, включающей 9 газообразных компонентов: H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, CO, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>, S<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>. Численная реализация моделей проводилась при помощи минимизации свободной энергии (Селектор), содержащей метода базу термодинамических свойств соединений (Карпов, Киселев и др., 1976; Карпов, 1981) и дополненной термодинамическими свойствами сульфидов и элементов платины и палладия, а также отсутствующими некоторыми амфиболами (Каржавин, 1991, 2004, 2007). На этом этапе исследования предусмотрено оценить составы твёрдой фазы и состава флюида в процессе метаморфической эволюции пород в зависимости от термодинамических условий - от стадии метаморфо-метасоматических наложенных автометаморфизма до преобразований уровня эпидот-амфиболитовой фации. В качестве исходных для

расчёта температуры и давления использованы P-T-параметры, которые были рассчитаны методом TWQ для условий автометаморфизма (T=502°C и P= 5.65 кбар), а также зеленосланцевой (T=373°C и P=1.44 кбар) и эпидот-амфиболитовой (T=450°C и P=5.76 кбар) фаций (при условии P<sub>общ</sub>= P<sub>флюида</sub>).

Рудопроявление в расслоенном мафитовом интрузиве Панские тундры является малосульфидным. По результатам химического анализа исходное содержание серы в исследуемом природном образце составляет 2.066 мас. %  $(6.455 \cdot 10^{-2} \text{ моль/кг})$ . Однако в некоторых участках интрузива содержание серы больше или меньше указанной величины. Кроме того, по данным химического анализа содержание палладия в исходном для исследования природном образце превышает содержание платины почти в 10 раз. В связи с этим были созданы для расчёта ряд моделей мультисистем, в которых концентрация серы изменялась от 0.48 мас. %  $(1.5 \cdot 10^{-2} \text{ моль/кг})$  до 2.41 мас. %  $(7.5 \cdot 10^{-2} \text{ моль/кг})$ . Это учитывалось в форме двух вариантов: в первом содержание палладия превышает содержание платины палладия в 10 раз. Такой подход позволит оценить влияние концентрации серы на последовательность образования и условий существования сульфидов и элементов Палладия и платины (для обоих вариантов), а также серосодержащих компонентов Ni, Cu и Fe в природной системе.

Изменение содержания палладия, платины сульфидов И ИХ с vвеличением концентрации серы в исследуемой системе представляет определённый интерес. Рассмотрим их поведение в зависимости от Т-Р-условий метаморфизма (для условий автометаморфизма при T=675°C и P=8.0 кбар, зеленосланцевой при T=334°C и P=2.0 кбар и эпидот-амфиболитовой, при T=477°С и Р=4.0 кбар фаций). Результаты расчёта представлены на рис.72. представленном графическом материале прослеживается характерное В последовательное превращение палладия и платины в сульфиды и дисульфиды по мере увеличения концентрации серы в системах. Независимо от содержания палладия и платины равновесия типа Pd  $\leftrightarrow$  PdS и Pd  $\leftrightarrow$  PdS<sub>2</sub>, а также Pt  $\leftrightarrow$  PtS и Pt ↔ PtS<sub>2</sub> соответствуют определённым величинам концентрации серы. Учитывая рассмотренный выше процесс метаморфизма, равновесия между элементами и сульфидами палладия и платины значительно отличаются. Так, при условиях автометаморфизма равновесия типа Pd ↔ PdS и Pt ↔ PtS имеют место при [S] ≈ 3.2·10<sup>-2</sup> моль/кг, зеленосланцевой фации при [S] ≈ 6.2·10<sup>-2</sup> моль/кг и эпидот-амфиболитовой фации при [S] ≈ 1.8·10<sup>-2</sup> моль/кг. Равновесия типа:  $Pd \leftrightarrow PdS_2$  и  $Pt \leftrightarrow PtS_2$  в системе имеют отличия как от степени метаморфизма, так и в зависимости от концентрации серы. Таким образом, при условиях автометаморфизма равновесия типа Pd  $\leftrightarrow$  PdS<sub>2</sub> и Pt  $\leftrightarrow$  PtS<sub>2</sub> имеют место при [S]  $\approx 4.4 \cdot 10^{-2}$  и  $\approx 3.8 \cdot 10^{-2}$  моль/кг соответственно; зеленосланцевой фации – при [S] ~ 7.4·10<sup>-2</sup> и 6.5·10<sup>-2</sup> моль/кг соответственно; эпидот-амфиболитовой фации – при  $[S] \approx 3.0 \cdot 10^{-2}$  и 2.4 · 10<sup>-2</sup> моль/кг соответственно. Присутствие равновесия типа: PdS ↔ PdS<sub>2</sub> и PtS ↔ PtS<sub>2</sub> установлено только в эпидот-амфиболитовой фации при  $[S] \approx 7.4 \cdot 10^{-2}$  моль/кг и  $[S] \approx 3.3 \cdot 10^{-2}$  моль/кг соответственно.



- состава и содержаний сульфидов Рис.72. Изменение и элементов палладия и платины (ось ординат) 6 зависимости om концентрации серы (ось абсиисс). Pd>Pt: a – условия автометаморфизма; б – зеленосланцевая фация; в – эпидот-амфиболитовая фация. Pt>Pd: г – условия автометаморфизма; д – зеленосланцевая фация; е – эпидот-амфиболитовая фация Fig. 72. The change of the composition and content of sulphide and palladium-
- and-platinum elements (Y-axis) due to the sulphur concentration (X-axis): when Pd>Pt: a – the conditions of metamorphism, b – greenschist facies, c – epidote-amphibolite facies and when Pt>Pd: d – the conditions of metamorphism, e – greenschist facies, f – epidoteamphibolite facies

В результате проведённого теоретического исследования установлено, что при различных термодинамических условиях метаморфизма происходит характерное перераспределение элементов и сульфидов палладия и платины. Так, взяв за основу исходную концентрацию серы в природном образце (2.066 масс.%), имеем следующее распределение сульфидов при автометаморфизме -PdS, PdS<sub>2</sub>, PtS<sub>2</sub>, PtS (по мере убывания); для наложенного низкотемпературного метаморфизма уровня зеленосланцевой фации - PdS, Pd, PtS, P; для условий эпидот-амфиболитовой фации - PdS, PdS<sub>2</sub>, PtS<sub>2</sub>, PtS<sub>2</sub>, TeS варианта, когда в исследуемой системе платина превалирует над палладием, несколько распределения были получены отличные результаты среди платиноидов: PtS<sub>2</sub>, PtS, PdS, PdS<sub>2</sub> (условия автометаморфизма), PtS, Pt, PdS, Pd (зеленосланцевая фация) и PtS<sub>2</sub>, PtS, PdS<sub>2</sub> (эпидот-амфиболитовая фация). При этом следует отметить, что для обоих рассмотренных вариантов исследования составы флюида силикатная составляющая оказались И практически аналогичными (табл.2, 3).

Таблица 2

	Фациальные условия			
Минералы	автометаморфические, амфиболитовые	зеленосланцевые	эпидот- амфиболитовые	
Аб	21.76	22.15	21.39	
Ан	51.43	32.58	25.93	
Ди	12.07	сл.	-	
Гд	6.09	-	-	
Кумм	0.26	-	-	
Åкт	-	18.41	сл.	
Анн	-	сл.	сл.	
Фл	-	3.76	3.63	
Амф	-	-	6.02	
Эп	-	-	37.1	
Хл	-	3.79	-	
Кц	-	17.06	-	
Кв	0.16	0.10	1.87	
Мт	4.76	-	0.20	
Cu₅FeS₄	1.41	-	1.39	
CuFeS <sub>2</sub>	сл.	-	-	
FeS	-	-	-	
$FeS_2$	0.75	-	1.10	
NiS	0.01	0.30	СЛ.	
NiS <sub>2</sub>	1.36	0.17	1.34	
$Ni_3S_2$	сл.	0.53	сл.	
$Cu_2S$	-	1.14	-	

# Содержание (мас. %) и состав минералов твердой фазы для различных условий метаморфизма

	Термодинамические условия метаморфизма				
Состав	автометаморфические, амфиболитовые	зеленосланцевые	эпидот- амфиболитовые		
Содержание, моль/кг					
Pt	7.4.10-11	2.8·10 <sup>-8</sup>	1.67.10-11		
PtS	5.6.10-7	2.2.10-6	3.84·10 <sup>-7</sup>		
$PtS_2$	1.7.10-6	1.6.10-8	1.9.10-6		
Pd	8.7·10 <sup>-9</sup>	1.4·10 <sup>-6</sup>	3.0.10-9		
PdS	3.1.10-5	3.9·10 <sup>-5</sup>	2.9.10-5		
$PdS_2$	<b>8.8</b> ·10 <sup>-6</sup>	1.3.10-8	1.1.10-5		
Парциальное давление компонентов (фугитивность), атм.					
$H_2$	$8.49 \cdot 10^{-4} (3.27 \cdot 10^{-3})$	$1.46 \cdot 10^{-7} (2.81 \cdot 10^{-7})$	$1.42 \cdot 10^{-4} (6.28 \cdot 10^{-4})$		
H <sub>2</sub> O	$4.21 \cdot 10^3 (1.92 \cdot 10^3)$	$1.83 \cdot 10^2 (3.38 \cdot 10^1)$	$3.36 \cdot 10^3 (1.21 \cdot 10^3)$		
$H_2S$	$6.01 \cdot 10^{-1} (3.76 \cdot 10^{0})$	$3.83 \cdot 10^{-7} (5.04 \cdot 10^{-7})$	$2.18 \cdot 10^{-1} (1.52 \cdot 10^{0})$		
$O_2$	$1.61 \cdot 10^{-17} (9.91 \cdot 10^{-17})$	$4.11 \cdot 10^{-18} (8.85 \cdot 10^{-18})$	$5.01 \cdot 10^{-19} (3.67 \cdot 10^{-18})$		
$SO_2$	$1.25 \cdot 10^{3} (1.32 \cdot 10^{4})$	$1.92 \cdot 10^3 (2.63 \cdot 10^3)$	$1.96 \cdot 10^3 (2.42 \cdot 10^4)$		
CO	$3.80 \cdot 10^{-5} (3.80 \cdot 10^{-4})$	$4.16 \cdot 10^{-8} (1.14 \cdot 10^{-7})$	$2.00 \cdot 10^{-5} (2.48 \cdot 10^{-4})$		
$CO_2$	$1.36 \cdot 10^2 (1.07 \cdot 10^3)$	$1.01 \cdot 10^2 (1.79 \cdot 10^2)$	$3.84 \cdot 10^2 (3.54 \cdot 10^3)$		
CH4	$5.29 \cdot 10^{-14} (5.95 \cdot 10^{-13})$	$8.52 \cdot 10^{-25} (2.30 \cdot 10^{-24})$	$4.05 \cdot 10^{-15} (5.61 \cdot 10^{-14})$		
$S_2$	$4.00 \cdot 10^{-2} (1.90 \cdot 10^{-1})$	$2.22 \cdot 10^{-9} (4.02 \cdot 10^{-9})$	$2.00 \cdot 10^{-2} (1.07 \cdot 10^{-1})$		

### Содержание Pd и Pt, их соединений и состав флюида

Из всего вышеизложенного следует, что в низкотемпературных условиях зеленосланцевой фации (при постоянной концентрации серы) в составе ЭПГ могут присутствовать только элементы палладия, платины и их сульфиды, причем дисульфиды исчезают. Для образования дисульфидов ЭПГ в этих условиях наложенного метаморфизма требуется более высокая концентрация серы.

#### 6.3. Влияние концентрации серы на состав флюида и сульфидов меди, никеля, железа и элементов платиновой группы

Физико-химическое моделирование равновесий природных систем на термодинамической основе создает соответствующие возможности изучения минеральных парагенезисов в зависимости от давления и температуры, состава флюидной фазы, равновесной с силикатными и сульфидными фазами. Данный подход позволяет оценить фактор внешнего воздействия и особенности влияния состава флюидной фазы на минеральные парагенезисы. Флюидная фаза постоянно присутствует в природных процессах метаморфизма, являясь функцией состава и состояния равновесия системы и одним из основных факторов минералообразования, оказывая влияние на парагенетические ассоциации, а также на процессы петро- и рудогенеза.

Анализ количественного и качественного состава компонентов флюида в исследуемой системе при температурах, отвечающих раннему автометаморфизму и позднему наложенному метаморфизму, фиксирует его

состав, сформировавшийся в породе к моменту начала постмагматических изменений. С процессом метаморфизма связано изменение концентраций компонентов флюида (H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, и др.). Из данных результатов расчёта следует, что максимальное их содержание приходится на стадию автометаморфизма. Последующий переход к наложенному метаморфизму ранней (низкотемпературной) и поздним (более высокотемпературным) стадиям метаморфизма сопровождается изменениями Р-Т-условий И в составе компонентов флюида. При этом происходит незначительное изменение окислительно-восстановительных условий среды (табл.3).

Результаты расчёта поведения серосодержащих компонентов флюида и сульфидов Cu, Ni и Fe в зависимости от концентрации серы в исследуемой мультисистеме представлены на рис.73. Рассмотрим представленные на рисунке кривые, по поведению которых чётко прослеживаются характерные особенности в изменении содержания серосодержащих компонентов. Первыми в системе появляются халькозин (Cu<sub>2</sub>S), хизлевудит (Ni<sub>3</sub>S<sub>2</sub>) и миллерит (NiS), а в составе серосодержащего флюида – SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S и S<sub>2</sub>. Условия их образования, как видно из данного рисунка, различны и зависят от концентрации серы и степени метаморфизма. Вместе с тем характер изменения их содержания в зависимости от концентрации серы практически аналогичен. Однако начало образования указанных серосодержащих компонентов в процессе метаморфизма (зеленосланцевая фация) происходит при более высокой концентрации серы в системе. С повышением концентрации серы в системе Cu<sub>2</sub>S, Ni<sub>3</sub>S<sub>2</sub> и NiS постепенно исчезают с образованием ваэсита (NiS<sub>2</sub>), борнита (Cu<sub>5</sub>FeS<sub>4</sub>) и пирита (FeS<sub>2</sub>) и с последующим преобразованием борнита в ковеллин (CuS) и пирит. Постепенное преобразование серосодержащих соединений никеля можно представить следующим образом:

a) Ni<sub>3</sub>S<sub>2</sub>+0.5S<sub>2</sub>→3NiS; б) Ni<sub>3</sub>S<sub>2</sub>+2S<sub>2</sub>→3NiS<sub>2</sub>; в) NiS+0.5S<sub>2</sub>→NiS.

Данный процесс преобразования среди сульфидов никеля термодинамически обоснован представленными химическими реакциями. Сопоставляя присутствующие сульфиды в рассматриваемых фациях, необходимо обратить внимание на происхождение по мере увеличения концентрации серы преобразования среди:

1) медьсодержащих компонентов –  $Cu_2S \rightarrow Cu_5FeS_4$  (условия автометаморфизма),  $Cu_2S$  – (зеленосланцевая фация);  $Cu_2S \rightarrow Cu_5FeS_4 \rightarrow CuS$  (эпидот-амфиболитовая фация);

2) железосодержащих компонентов –  $Fe_3O_4 \leftrightarrow FeS_2$  (условия автометаморфизма),  $Cu_5FeS_4$ ,  $FeS_2$  (эпидот-амфиболитовая фация);

3) никельсодержащих компонентов –  $Ni_3S_2 \rightarrow NiS$  (зеленосланцевая фация),  $Ni_3S_2 \rightarrow NiS \rightarrow NiS_2$  (условия автометаморфизма и эпидот-амфиболитовая фация).

Можно предположить, что составы (ассоциации) сульфидов Cu, Ni и Fe могут явиться определяющими формами нахождения платиноидов.

Изменение окислительно-восстановительных условий В процессе метаморфизма нашло отражение и в составе компонентов флюида при безрудной породы. кристаллизации Флюидная фаза также претерпела качественные и количественные изменения. Установлено, что наиболее высокое содержание флюида характерно для стадии автометаморфизима. Флюид в области высоких температур имеет восстановительные свойства, а по мере снижения температуры и давления становится окислительным.



Рис.73. Поведение содержания сульфидов Ni, Cu, Fe и парциального давления серосодержащих компонентов флюида (ось ординат) в зависимости от концентрации серы (ось абсцисс): а – условия автоматаморфизма: 6 – зеленосланиевая фания в –

а — условия автометаморфизма; б — зеленосланцевая фация, в — эпидот-амфиболитовая фация

Fig.73. The content of Ni, Cu, Fe-sulphides, the partial pressure of sulphurbearing fluid components (Y-axis), due to the sulphur concentration (X-axis):

a – the conditions of metamorphism, b – greenschist facies, c – epidoteamphibolite facies При наличии практически аналогичного состава флюида ряды распределения концентрации сульфидов платины и палладия имеют характерные особенности в зависимости от содержания ЭПГ. Наиболее высокое содержание элементарных форм платины и палладия (при постоянной концентрации серы) является характерной особенностью низкотемпературной зеленосланцевой фации.

Данные полученного расчетного материала дополнительно подтверждают, что составы сульфидов меди, никеля и железа и формы нахождения платиноидов связаны с окислительно-восстановительными условиями среды.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Панский массив и связанное с ним сульфидное и платинометалльное оруденение, как отмечалось неоднократно предыдущими исследованиями и подтверждено проведенными нами работами, обладает рядом особенностей строения, петрологии и минералогии, которые являются достаточно типичными для докембрийских расслоенных базитовых массивов с малосульфидным платинометалльным оруденением. К их числу относятся, в частности, следующие особенности сульфидного и связанного с ним ЭПГ-оруденения, существенные для понимания его природы.

1. Локализация оруденения В участках И зонах массива. характеризовавшихся специфическими условиями магматической кристаллизации in situ и/или внедрением новых порций магм, интервенцией флюидов, что приводило к формированию тонкой расслоенности критических горизонтов, появлению пород такситового неоднородного строения и пегматоидных образований с минералами, содержащими летучие компоненты.

2. Оруденение концентрируется в контактах пород различного, часто контрастного минерального состава – лейкократовых габбро или анортозитов и меланократовых габбро-норитов.

3. Сульфидная и платинометалльная минерализация тесно ассоциирует с флюидсодержащими постмагматическими и метаморфическими минералами – амфиболами, слюдами, хлоритами, минералами группы эпидота, апатитом.

4. Оруденение формировалось в широком диапазоне термодинамических условий и значительном временном диапазоне (Баянова, 2004).

5. Большое качественное многообразие ЭПГ-минерализации при её в целом сходном характере оруденения разных участков локализации.

6. Метано-водородный состав газовой фазы пород, присутствие в апатитах хлора, наличие в породах рудоносных расслоенных горизонтов графита.

В совокупности эти особенности свидетельствуют о многостадийности проявления рудообразующих процессов, полигенной природе оруденения, в формировании которого участвовали и магматические, постмагматические и метаморфические процессы.

Определенная специфика Панского массива проявляется в сложной метаморфических преобразований истории слагающих его пород. Термодинамическая эволюция этих преобразований включает как обычный для интрузивных комплексов регрессивный тренд (субсолидусные изменения и автометаморфизм, сопряженный с остыванием интрузива), так и последующий, прогрессивно-регресивный ступенчатый тренд от условий пренитзеленосланцевой пумпеллитовой среднетемпературной И фации до амфиболитовой фации и затем вновь до зеленосланцевой и цеолитовой фации.

Наложенная прогрессивно-метаморфическая история пород массива последовательном новообразовании наиболее отчетливо проявлена В парагенезисов Са-амфиболов: актинолита – актинолитовой роговой обманки (высокоглиноземистой), а В оруденелых породах И роговой обманки (высокожелезистой) в парагенезисах с гранатом и биотитом. Формирование

различных парагенезисов кальциевых амфиболов происходило ступенчато в условиях роста температуры (T) и флюидного давления (P).

В настоящий момент отсутствуют данные о времени проявления наложенных метаморфических парагенезисов, что является непременной задачей будущих исследований. Предварительно (на основе геологических и петрологических данных) повышение температуры, поступление гидротермальных растворов, вызывающих катализирующих И развитие процессов метаморфического гидротермально-метасоматического И минералообразования, в частности амфиболизации, связывается нами с тектономагматической активизацией ятулийского особенно И раннесвекофеннского этапов в режимах растяжения земной коры северовосточной части Балтийского щита, связанного с плюмовыми явлениями. С заключительными стадиями свекофеннского цикла, характеризовавшимися режимом сокращения и сжатия земной коры, развитием интенсивных деформаций метаморфизмом и региональным палепротерозойского супракомплекса, связан зеленосланцевый метаморфизм, в основном эндоконтактовых пород Панского массива. Bo внутренних его частях низкотемпературные метаморфические и жильные гидротермальные явления зеленосланцевой и цеолитовой минеральных фаций развиваются только в тектонически нарушенных участках.

Результатами исследования методом физико-химического моделирования устанавливается разнообразие факторов, влияющих на процесс образования и эволюцию постмагматических минералов, их парагенезисов и флюида в природном процессе. Так, модельными исследованиями установлена чёткая корреляционная связь содержания серосодержащих компонентов флюида, сульфидов платины и палладия с соответствующим изменением величины парциального давления кислорода. Это явление находится в согласии с формами существования и превращения элементов платины и палладия (в виде обратной зависимости) как в области высоких, так и низких температур.

Термодинамические условия уровня зеленосланцевой фации являются своего рода окислительно-восстановительным "барьером" перераспределения компонентов системы С-H-S-О. При этих условиях осуществляется переход от окислительных условий (автометаморфизм) к восстановительным (зеленосланцевая фация).

По данным теоретических исследований, следует, что состав флюида является определяющим в преобразовании палладий-платиновых сульфидных руд. Процесс минералообразования в рудных зонах Панского массива происходил с участием, главным образом, водно-углекислого флюида, в котором основным компонентом в системе являлась вода при незначительной концентрации водорода и сероводорода.

В настоящей работе представлены лишь некоторые из заслуживающих внимания возможностей теоретических модельных исследований для более глубокого понимания природы метаморфических преобразований и их роли в формировании редкометалльной минерализации в расслоенных интрузивных комплексах. Несомненно, что работы в этом направлении нуждаются в тесной кооперации с минералогическими и геохимическими исследованиями. Metamorphozed layered intrusions with PGE deposits can be considered as composite endogenic ore-forming systems including magmatic and metamorphic elements (or subsystems) with their specific history of evolution.

Discussions concerning the origin of such deposits, emphasize, as a rule, the necessity and the importance of analyzing the role of metamorphic processes in the formation or transformation of these deposits. However, in characterizing the deposits, the post-magmatic mineral associations occurring in the deposits, are considered to be related to the evolution and to the effect of fluid-hydrothermal phases generated by the intrusion proper. The role of the superimposed metamorphic processes, the regional metamorphism, in particular, which is observed in the enclosing rocks, has not been practically analyzed.

This work gives the characterization of post-magmatic metamorphic transformations and analyzes their possible role in the sulphide and PGE mineralization having been formed in the layered gabbronorite Pansky intrusion on the Kola Peninsula. There are many signs in the intrusion, which allow us to consider the intrusion to be a typical representative of the Precambrian layered basite-hyperbasite intrusions with a low-sulphide PGE mineralization. A number of studies have been carried out recently, which dealt with the geologic structure of this intrusion, its magmatic history, the structure and the mineral composition of ore-bearing horizons, the detailed characterization of the composition and the peculiarities of ore mineralization (Korchagin et al., 1994; Mitrofanov et al., 1995, 1999, 2002; Latypov, Chistyakova, 2000; Karpov, 2004; Nivin et al., 2005; Voloshina et al., 2002, 2007).

According to the previous researchers, the general metamorphism of the Pansky intrusion is considered to be extremely low-rank (Odinets, 1971; Kozlov, 1973; Dokuchayeva, 1994; Mitrofanov et al., 1994), though, at the same time, there are signs of various superimposed metamorphic transformations being present in both barren and mineralized rocks of the intrusion. However, no detailed treatment of the nature of these transformations has been done. The superimposed post-magmatic mineral changes have been considered to be autometamorphic or related to later tectonic dislocations.

This work presents the results of the integrated petrographic and mineralogical researches whose aim was to:

- analyze the basic types of rocks of barren zones of the intrusion and reveal the nature of mineral transformations, determine the sequence of evolution of superimposed (post-solidus) mineral associations and the paragenesis of these rocks;

- analyze the rocks of the mineralization zones and, if possible, evaluate the specificity or similarity of metamorphic changes compared to those of the barren parts of the intrusion;

- analyze the peculiarities of metamorphic transformations of rocks of the intrusion's endo-and exocontact zones to evaluate the influence of the regional metamorphism of the enclosing rocks on the processes developed inside the intrusion;

- analyze the spatial regularities of the particular metamorphic transformations occurrence in the intrusion, as well as the factors determining their intensity;

- analyze the thermodynamic conditions of mineral paragenesis and the formation of some minerals during the various stages of the intrusion formation and evolution, i.e. from magmatic to late stages of the superimposed changes;

- simulation of the fluid regime of the subsolidus and post-magmatic metamorphic transformations, analyze their possible role in the PGE-mineralization formation.

It is characteristic for the natural formations studied to have complex nonequilibrium polymineral associations with widely developed reactionary structures, in participate minerals having no reliable which and coordinated mineral geothermobarometers. In so doing, using a thermobarometric method of the TWOprogram variants (Berman, 1988, 1991), some simulations have been made to evaluate the thermodynamic and physical-and-chemical parameters of metamorphism. To evaluate the solid-phase components, the volatiles and the fluid regime, a program complex "Selector" has been used (Karpov et al., 1976, Karpov, 1981).

The Pansky intrusion is a tectonic element of the Fedorovo-Pansky intrusive complex being formed for a long period of time - from 2526 to 2445 Ma in the zone of conjugation of the Central-Kola Neo-Archean terrain and the Paleo-Proterozoic Imandra-Varzuga rift zone. The Fedorovo-Pansky intrusive complex is supposed to be formed by numerous inflows of magmatic melts, probably, from the sources located at a different depth. Related to the early stage (2500-2485 Ma) is the formation of gabbronorite and gabbro, of a poorly disseminated PGE-and-sulphide copper-nickel mineralization. Related to the next stage (some 2470 Ma) is the pegmatoid gabbroanorthosite intrusion and the formation of high-grade PGE ores of the lower layered horizon (LLH). Related to a later stage (some 2450 Ma) is the late anorthosite intrusion and, likely, the platinum-palladium ores formation in the upper layered horizon (ULH) of the intrusive complex (Bayanova et al, 1994, 2004; Mitrofanov et al., 1999; Serov et al., 2005).

According to two-pyroxene thermometers, the temperature interval of magmatic crystallization of the intrusion is 870-11700C (Radchenko, 1983; Latypov et al., 1999). The geological-petrographic observations and the presence of the plagioclase-spinel-cordierite rocks of the horny facies (Karpov, 1999) are indicative of that the intrusion is rather small in thickness, and that the temperature of the enclosing gabbronorite during its formation achieved at least 600-6500C. The magmatic history of the Pansky intrusion rocks formation has been finished by the Opx + Cpx + Pl + Mt; Cpx + Pl + Mt; Ol + Cpx + Pl + Mt of paragenesis formation.

Rocks cooling taking place in the late stages of the intrusion's magmatic history, was accompanied by the evolution of the subsolidus solid-phase reactions and then by the formation of the cummingtonite, serpentine autometamorphic paragenesis (Figs.4-7) at the expense of magma fluids or to the solutions inflow coming from the outside. Insignificant scales of autometamorphic transformations seem to be due to the very low primordial content of water-fluid components in magma and due to that magma intruded into the rather dry rocks such as granite-gneiss, alkaline granite, biotite gneiss in the northern (recumbent) contact zone and into a thick lowmetamorphosed basic volcanites strata in the southern contact zone. Autometamorphic transformations and the mineral paragenesis formation, with participation of cummingtonite and serpentine, have been developed under the temperature decreasing to 450-5000C and under the fluid pressure being equal to  $\sim$  5 kbar. The rocks of the Pansky intrusion cooled in the Earth's crust to 3000C and even to lower temperatures
which correspond to the prehnite-pumpellyite facies. Then there was a period of its repeated heating with the evolution of metamorphic reactions in consolidated, solidified rocks, which has been testified by the signs of coronite structures (Figs.4-11).

The superimposed metamorphic history of rocks composing the intrusion is most clearly seen in the consecutive newly formed paragenesis of several Caamphibole generations such as Amf 1 (actinolite) - Amf 2 (actinolite hornblende) – Amf 3 (oligoclase hornblende), Amf 4 (ferrohornblende). These were stepwise formed under a progressive increase of temperature - from 300-370 to 470-5000C and of pressure - from 1.5-2 to 5 kbar.

The uniform structural interrelations between the various Ca-amphibole generations in the rocks of the endocontact zones, the internal gabbronorite and gabbro zones of the intrusion, including the lower and the upper layered ore-bearing horizons (Figs.12, 13, 42-46, 53), testify that these are the result of the processes covering, though very heterogeneously, the whole Pansky intrusion. These processes developed as far as the regional metamorphism of the Paleo-Proterozoic supracomplex. In the southern contact zone of the Pansky intrusion, the enclosing Imandra-Varzuga sedimentary-volcanogenic complex is regionally metamorphosed only in the biotite-chlorite subfacies of the greenschist facies (Imandra-Varzuga ..., 1982). The superimposed mineral paragenesis with biotite, chlorite, turmaline correspond to this facies and is present in the rocks of the Pansky intrusion in the contact zone. The further the paragenesis from the contact zone, the lower its significance is. Thus, the upper (hanging) endocontact zone of the intrusion reveals the signs of metamorphism joint with the sedimentary-volcanogenic Proterozoic complex.

The mineral associations of rocks of the lower and upper layered horizons and near-ore garnet-hornblende metasomatite correspond to the epidote-amphibolite and amphibolite facies. These rocks contain both relict occurrences of earlier, more lowtemperature metamorphism, and greenschist transformations.

As a whole, it is quite possible to consider the Fedorovo-Pansky intrusive complex as an original intermediate pocket in which magma, generated in various sites at a different depth, accumulated. That this intermediate pocket is confined to a deep structure-forming fault limiting from the north the rifting Imandra-Varzuga zone. determines its long-term magmatic and fluid life connected the tectonomagmatic and metamorphic activity of the Earth's crust. The mantle plume's activity, to which the evolution of the rift Paleo-Proterozoic systems in the North-East Baltic shield is related, repeated cyclically within the period of 2500-1900 Ma. Therefore, taking into account the Sumian age of the Pansky intrusion rocks, it is possible to suppose that the hydrothermal solutions inflow determining and catalyzing the evolution of hydrothermal-metasomatic processes, could be induced by the tectonomagmatic activity of the Jatulian, and particularly, Early Svecofennian stages in the regimes of the Earth's crust extension. This can explain the progressive trend in the temperature parameters of the Pansky intrusion rocks metamorphism because it is the Svecofennian endogene cycle that occurred most intensively within the Kola region. The increase of the metamorphic pressure as the parameter of the Ca-amphibole paragenesis formation, can be explained, in part, by an increase of the lithostatic pressure exerted by thick volcanite series of the Paleo-Proterozoic Varzuga and Thomian series overlaying the Fedorovo-Pansky intrusive complex, which is eroded nowadays. This assumption seems logical and geologically explainable, but not proved. It needs an additional substantiation, and, first of all, it is necessary to

determine the age of the mineral paragenesis in which the various Ca-amphibole-andgarnet generations have been involved.

Also related to the Svecofennian culmination stages characterized by the Earth's crust contraction and compression, by the intensive deformations evolution and by the regionally metamorphosed supracomplex, is the greenschist metamorphism, mainly, of the endocontact rocks of the Pansky intrusion. In its internal zones, low-temperature metamorphic and vein hydrothermal phenomena (with prenite-pumpellyite associations) develop only in the tectonically dislocated sites.

The sulphide and PGE-mineralization occurs within some levels of the Pansky intrusion section. Of greatest interest are three levels of the PGE-mineralization developed in the gabbronorite zone, namely the LLH, ULH and "olivine" horizons (Korchagin et al., 1994; Goncharov et al., 1994; Mitrofanov et al., 1995, 2004).

To understand the nature of the sulphide, and related to it PGE, mineralization in the Pansky intrusion, one should take into account the following peculiarities:

1. The sulphide mineralization is localized in the intrusion's sites and zones characterized by the specific conditions of magmatic crystallization or of intrusion of new portions of magma, or of fluid interventions, which resulted in the thin layered critical horizons formation, in the origination of rocks of a taxitic heterogeneous structure, and in the pegmatoid formations origination.

2. The mineralization is mainly concentrated along the contacts of rocks of the various, often of a contrast, mineral composition, such as leucocratic gabbro, melanocratic gabbronorite, anorthosite, leucogabbro.

3. The sulphide and PGE mineralization is in a close contact with fluidbearing minerals such as amphibole, apatite, mica, chlorite, the epidote group minerals, and others.

4. The mineralization has been formed within widely ranged thermodynamic conditions.

5. Though similar in nature to mineralization of different sites in the localization, the sulphide and PGE mineralization is greatly varied in quality.

The major minerals of sulphide mineralization are pyrrhotite, chalcopyrite, pentlandite, the minor minerals are sphalerite, millerite, violarite, bornite, pyrite, marcasite, etc.

The PGE are presented by arsenide, sulphoarsenide, sulphide, bismutotelluride, PGE, and other minerals. The minerals of platinoids and gold are closely associated with sulphide, being inside their single grains or claster isolations, or along their boundaries.

Sulphide minerals develop in interstices between the grains of plagioclase and pyroxene, with the latter being to a different extent amphibolized or completely replaced by secondary minerals. These are presented by irregularly-shaped grains and their aggregates, which is caused by reactionary relations between sulphide and nonore minerals. All the sulphide-bearing rocks, with the PGE-mineralization, are characterized by somehow superimposed metamorphic changes. Relatively lowchanged sulphide-bearing rocks with the PI-Opx-Cpx-Cum association are present in the upper layered horizon of the East-Pansky block. The sulphide fine-grained substance present here is in intergrowth with cummingtonite penetrating sometimes into pyroxenite through cleavage cracks. The early actinolite amphibole Amf 1 presented by small idiomorphic crystals, sometimes intersects sulphide phenocrysts (Figs.25, 30). The greatest amount of sulphide is present in rocks with mineral associations, in which participate simultaneously several Ca-amphibole generations such as Amf 1 + Amf 2 + Amf 3, and with paragenesis with Amf 4, epidote, and apatite.

The consecutive evolution of amphibolization has been accompanied by recrystallization and redeposition of the sulphide substance to form microveinlets, rims, composite mineral accretions, lamellar aggregates along the cleavage cracks in silicates. Primary sulphide (pyrrhotite, chalcopyrite) and magnetite are substituted further sometimes for pyrite, violarite, millerite, chalcocite, haematite, and other secondary minerals.

The peculiarities of sulphide occurrence in the ore-bearing rocks and their structural relations with the various generations of non-ore rock-forming minerals are indicative of a long, multiple history formation and evolution of the sulphide and PGE mineralization.

The earliest stage seems to coincide in time with the autometamorphic formation of cummingtonite paragenesis. In the thermodynamic system, with the participation of silicate phases, platinum and sulphide, the P-T-parameters of the mineral reactions equilibrium (T=5000C, P=5.65 kbar) are close to those of the corresponding conditions of the cummingtonite paragenesis evolution in the silicate systems. As for the platinum-palladium-bearing systems, with the orthopyroxene participation, these conditions are characterized by higher temperature (6750°C) and P=8 kbar. Judging from the amount of sulphide minerals connected with cummingtonite paragenesis, the significance of this stage in terms of ore formation was small.

The next stages in the ore-mineralization formation are connected with the superimposed hydrothermal-metasomatic processes realized in the consecutive formation of several Ca-amphibole generations. The evaluations of the thermodynamic equilibrium of mineral paragenesis in the systems, in which platinoids participate, and in the systems, in which platinoids were not taken into account, practically coincide - for the stage of the actinolite paragenesis formation, the West-Pansky block (Figs.40, 41, 53)), T=3700 C, P=1-1.2 kbar, and for the stage of the Mg-hornblende paragenesis formation, T = 4500 C, P=5.7-5.8 kbar.

For the paragenesis with high-ferruginous (over 60%) hornblende, the equilibrium temperature is 4700C and P is  $\sim$  4.3 kbar. Taking into account the fact that the greatest amount of sulphide material is in the rocks containing Amf 3, one can say that the most optimal conditions for the sulphide and PGE-mineralization formation are the conditions peculiar for the stage of the mineral association formation, with the Mg-hornblende participation.

The results of the investigations conform to the recent ideas about an important, even leading, role of fluids in the low-sulphide PGE-mineralization formation in layered basite-hyperbasite intrusions. As for the Pansky intrusion, the hydrothermal solutions participating in the metamorphic and metasomatic transformations and in ore formation, were of a reduction character. According to the data available, the gas phase of rocks is of a methane-hydrogen composition, the chlorine content in apatite, of the fluorapatite type, is 0.28-0.84%; graphite is present in the rocks of ore-bearing layered horizons. The methane content to some extent increases from barren to ore-bearing rocks, so does the chlorine content in the rocks containing hornblende and garnet (Dokuchayeva, Pripachkin, 1993; Orsoyev et al., 1994; Latypov, 1995). The results of the analysis of the noble gases (helium and

argon) isotopy are also indicative of the complex nature of fluids actively participating in ore formation (Nivin et al., 2005). The magmatic fluid is supposed to have already been diluted in the precrystallization stage by paleometeoric or metamorphic solutions. The sulphide-bearing carbonaceous supracrustal Archean strata, the Keivy series rocks, in particular, which composed the protoplatform cover in the Paleo-Proterozoic prerifting stage, could have been a possible source of sulfur, as well as of some ore components in the hydrothermal, except for the juvenile, solutions. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.

Баянова Т.Б. Возраст габбро-норитов нижнего расслоенного горизонта (рифа) Федорово-Панского массива (Кольский полуостров) / Т.Б.Баянова, Ф.П.Митрофанов, А.У.Корчагин, Л.В.Павличенко // Докл. РАН. 1994. Т.337, № 1. С. 95-97.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. М.: Наука, 2004. 174 с.

Борисова В.В. Петрология Панского расслоенного интрузива (Кольский полуостров) с позиции парагенетического анализа / В.В.Борисова, М.И.Дубровский, С.М.Карпов, А.Е.Борисов, С.А.Реженова // ЗВМО. 1999. № 3. С. 31-49.

Веселовский Н.Н. Комплексное оруденение Федорово-Панского расслоенного интрузива / Н.Н.Веселовский, В.С.Докучаева, С.А.Ражев, А.Ф.Трошков // Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области. Апатиты: Изд. КНЦ АН СССР, 1988. С. 10-12.

Волошина З.М. Метаморфические парагенезисы в породах нижнего расслоенного горизонта интрузии Панских тундр (Кольский полуостров) / З.М.Волошина, В.П.Петров, Л.И.Попова, С.А.Реженова // ЗВМО. 1998. № 3. С.57-65.

Волошина З.М. Метаморфические минеральные ассоциации пород Восточно-Панского блока интрузива Панских тундр / З.М.Волошина, В.П.Петров, А.Е.Борисов, С.М.Карпов и др. // ЗВМО. 2000. № 1. С. 16-26.

Волошина З.М. Р-Т-параметры околорудных метасоматитов Федорово-Панского платиноносного интрузива (Кольский полуостров) / З.М.Волошина, В.К.Каржавин, В.П.Петров // Отечественная геология. 2001. № 4. С. 17-20.

Волошина З.М. Исследование процессов минералообразования и Р-Тпараметров в Панском расслоенном интрузиве в контакте с вмещающими комплексами (Кольский полуостров) / З.М.Волошина, В.П.Петров, В.К.Каржавин, А.Е.Борисов, С.М.Карпов // Геохимия. 2002. № 4. С. 365-374.

Волошина З.М. Метаморфическая эволюция минеральных парагенезисов расслоенного горизонта и вмещающих пород восточной части Восточно-Панского блока (Кольский полуостров) / З.М.Волошина, В.К.Каржавин, А.В.Базай // Геохимия. 2007. № 10. С. 1070-1084.

Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 127 с.

Годлевский М.Н. Условия зарождения и кристаллизации рудоносных магм, формирующих медно-никелевые месторождения / М.Н.Годлевский, А.П.Лихачев // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. Т.1. С. 109-118.

Годлевский М.Н. Магматические месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 7-83.

Гончаров Ю.В. Некоторые черты внутреннего строения северной рудоносной зоны Панского массива (Кольский полуостров) / Ю.В.Гончаров, А.У.Корчагин // 7 Междунар. платиновый симп. МПГК "Интраплет": [магматизм и металлогения]: тез. докл. М., 1994. С. 31.

Гроховская Т.Л. Процессы концентрирования платиновых металлов в расслоенном интрузиве Луккулайсваара (Северная Карелия) / Т.Л.Гроховская, С.Ф.Клюнин // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 126-143.

Дир У.А. Породообразующие минералы / У.А.Дир, Р.А.Хауи, Дж.Зусман. М.: Мир, 1965. Т. 4. 481 с.

Дистлер В.В. Платиновые руды норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования благородных металлов / В.В.Дистлер, С.Ф.Служеникин и др. // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41, № 3. С. 241-265.

Добрецов Н.Л. Фации метаморфизма. / Н.Л.Добрецов, В.В.Ревердатто, В.С.Соболев, Н.В.Соболев, В.Е.Хлестова. М.: Недра, 1970. 432 с.

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

Додин Д.А. Платинометалльные малосульфидные месторождения в ритмично-расслоенных комплексах / Д.А.Додин, Н.М.Чернышев, Д.В.Палферов, Л.Л.Тарновецкий // Платинометалльные месторождения мира. М.: Геоинформатика, 2001. Т.1.

Докучаева В.С. О флюидном режиме формирования платинопалладиевого оруденения в расслоенных интрузивах Карело-Кольского региона / В.С.Докучаева, В.А.Припачкин // Докл. АН СССР. 1993. Т. 329, №5. С. 634-636.

Докучаева В.С. Петрология и условия рудообразования в Федорово-Панском интрузиве // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., 1994. С.65-79.

Дубровский М.М. Физико-химические модели кристаллизации магматических оливин-нормативных пород нормальной щелочности. СПб.: Наука, 1993. 215 с.

Дук Г.Г. Термодинамические условия минералообразования фации зеленых сланцев: (эксперимент и его геологическое применение) // Процессы глубинного петрогенеза и минералогии в докембрии СССР. Л.: Наука, 1979. С.130-174.

Евстигнеева Т.Л. Экспериментальное исследование платиновой минерализации // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 257-262.

Загородный В.Г. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова (состояние изученности и проблемы) / В.Г.Загородный, А.Т.Радченко. Л.: Наука, 1983. 96 с.

Золотухин В.В. Об ассоциации высокожелезистых метасоматических минералов в норильских рудах как об околорудных изменениях, имеющих поисковое значение // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976. Т. 9. С. 93-112.

Имандра-Варзугская зона карелид. Л.: Наука, 1982. 280 с.

Каржавин В.К. Амфиболы. Термодинамические свойства // Геохимия. 1991. № 12. С.1724-1732. Каржавин В.К. Сульфиды палладия и платины. Термодинамические свойства // Материалы ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ЕСЭМПГ-2004). М.: ОНТИ ГЕОХИ РАН, 2004. С. 31-33.

Каржавин В.К. Модельные исследования условий метаморфизма и флюидного режима рудоносного горизонта Панского массива в связи с ЭПГоруденением / В.К.Каржавин, З.М.Волошина // Геохимия. 2006. № 5. С. 522-531.

Каржавин В.К. Сульфиды, селениды, теллуриды платины и палладия. Оценка термодинамических свойств // Геохимия. 2007. № 9. С. 1014-1021.

Карпов И.К. Моделирование природного минералообразования на ЭВМ / И.К.Карпов, А.И.Киселев, Ф.А.Летников. М.: Недра, 1976. 256 с.

Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 248 с.

Карпов С.М. Геология и оруденение Западной части массива Панских тундр / С.М.Карпов, А.У.Корчагин // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов. Сыктывкар, 1998. С. 94-95.

Карпов С.М. Кордиеритовые роговики в расслоенном массиве Панских тундр // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и центра России: материалы Х конф., посвященной памяти К.О. Кратца. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1999. С. 47-51.

Карпов С.М. Геологическое строение Панского интрузива и особенности локализации в нем комплексного платинометалльного оруденения: автореф. дисс. ... канд. г.-м. н. Л., 2004. 21 с.

Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения (на примере Кольского полуострова. Л.: Наука, 1973. 287 с.

Корчагин А.У. Геологическое строение нижней краевой зоны Панских тундр и ее платинометалльное оруденение / А.У.Корчагин, Е.М.Бакушкин, Л.А.Виноградов, С.М.Карпов, А.И.Медников // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 65-79.

Корчагин А.У. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых минералов / А.У.Корчагин, Ф.П.Митрофанов, Т.В.Рундквист, Ю.В.Гончаров и др. // Платина России. М.: Геоинформмарк, 2004. Т. 5. С. 143-152.

Латыпов Р.М. Нижний расслоенный горизонт интрузива Панских тундр: строение, рудоносность, петрогенезис: автореф. дисс. ... канд. г.-м.н. СПб.: ИГГД, 1995. 16 с.

Латыпов Р.М. Петрология верхнего расслоенного горизонта интрузива Западно-Панских тундр, Кольский полуостров, Россия / Р.М.Латыпов, Ф.П.Митрофанов, Т.Т.Алапиети, Р.Дж.Кауконен // Геология и геофизика. 1999а. Т. 40, № 10. С. 1434-1456.

Латыпов Р.М. Петрология нижнего расслоенного горизонта интрузива Западно-Панских тундр, Кольский полуостров / Р.М.Латыпов, Ф.П.Митрофанов, Т.Т.Алапиети, Т.А.Халкоахо // Петрология. 1999б. Т. 7, № 5. С. 509-538.

Латыпов Р.М. Механизм дифференциации расслоенной интрузии Западно-Панских тундр / Р.М.Латыпов, С.Ю.Чистякова. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2000. 315 с.

Лидин Р.А. Химические свойства неорганических веществ / Р.А.Лидин, В.А.Молочко, Л.Л.Андреева. М.: Химия, 2000. 480 с.

Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / под ред. И.В.Белькова. Л.: Наука, 1985. 176 с.

Маракушев А.А. Происхождение месторождений платиновых металлов и их экспериментальное моделирование // Платина России. М.: Геоинформатика, 1995. Т. 2, кн. 1. С. 49-63.

Митрофанов Ф.П. Кольская региональная платинометалльная провинция. Платина России / Ф.П.Митрофанов, Ю.Н.Яковлев, В.В.Дистлер, Н.Л.Балабонин и др. // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 65-79.

Митрофанов Ф.П. Металлогения Кольского пояса расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий / Ф.П.Митрофанов, Н.Л.Балабонин, А.У.Корчагин // Отечественная геология. 1995. № 6. С. 36-41.

Митрофанов Ф.П. Кольская платиноносная провинция: новые данные / Ф.П.Митрофанов, Н.Л.Балабонин, Т.Б.Баянова // Платина России. Проблема развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. М.: Геоинформатика, 1995. Т. 3. С. 43-52.

Митрофанов Ф.П. Основные результаты исследования платинометалльных рудоносных расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий Федорово-Панских тундр / Ф.П.Митрофанов, Н.Л.Балабонин, А.У.Корчагин и др. // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты: Полиграф, 2002. Т.2. С. 4-14.

Митрофанов Ф.П. Основные результаты исслелования платинометалльной ультрамафит-мафитового рудоносности расслоенного интрузива Федорово-Панских тундр / Ф.П.Митрофанов, А.У.Корчагин, др. // Российская Н.Л.Балабонин И Арктика: геологическая история. минералогия, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002а. С. 572-579.

Митрофанов Ф.П. Геологическое строение восточной части платиноносного расслоенного массива Панских тундр (Кольский полуостров) / Ф.П.Митрофанов, А.У.Корчагин, Ю.В.Гончаров и др. // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М.: Наука, 20026. С. 191-195.

Митрофанов Ф.П. Поисковые индикаторы новых промышленных месторождений родий-платиново-палладиевых, кобальт-медно-никелевых и хромовых руд на Кольском полуострове // Отечественная геология. 2006. № 4. С. 3-9.

Мишкин М.А. Амфиболовый геотермобарометр для метабазитов // ЗВМО. 1989. № 4. С. 944-946.

Неручев С.С. Флюидно-геохимическая модель платиновых месторождений, связанных с тапповым магматизмом / С.С.Неручев, Э.М.Прасолов // Платина России. М.: Геоинформатика, 1995. Т. 2, кн. 1. С. 49-63.

Нивин В.А. Изотопно-газовые (He,Ar) особенности рудоносных горизонтов западной части Панского массива / В.А.Нивин, А.У.Корчагин, Д.Д.Новиков, Т.В.Рундквист, В.В.Субботин // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2005. С. 94-81.

Номенклатура амфиболов // ЗВМО. 1997. № 6. С. 82-1025.

Одинец А.Ю. Петрология Панского массива основных пород (Кольский полуостров): автореф. дисс... канд. г.-м. н. М., 1971. 19 с.

Орсоев Д.А. Нижний расслоенный горизонт Федорово-Панского габброидного массива (Кольский полуостров); строение, состав, характер распределения флюидной фазы / Д.А.Орсоев, Э.Г.Конников, А.И.Глотов, Е.В.Кислов // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 11. С. 1782-1791.

Петров В.П. Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1999. 325 с.

Перчук Л.Л. Равновесие породообразующих минералов. Л.: Наука, 1970. 390 с.

Плюснина Л.П. Экспериментальные исследования метаморфизма базитов. Л.: Наука, 1983. 150 с.

Плюснина Л.П. Исследование растворимости платины в воднохлоридных растворах в присутствии различных буферных систем / Л.П.Плюснина, Ж.А.Лихоидов, Ж.А.Щека, В.И.Сапин // Платина России. М.: Геоинформатика, 1995. Т. 2, кн. 1. С. 49-63.

Проскуряков В.В. Геологическое строение и особенности дифференциации основной интрузии Панских высот на Кольском полуострове // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова. Л.: Наука, 1967. С. 40-54.

Радченко М.К. Особенности пироксенового парагенезиса расслоенных массивов Федорово-Панских тундр, Ластявр // Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского полуострова. Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1983. С. 101-109.

Рундквист Т.В. Позднее и постмагматическое минералообразование в Панском массиве (Кольский полуостров). Апатиты, 1999. 66 с.

Рябов В.В. Флюидный режим траппового магматизма и рудообразования (петрологический аспект) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 10. С.1457-1473.

Саранчина Г.М. Петрология магматических и метаморфических пород / Г.М.Саранчина, Н.Ф.Шинкарев Л.: Недра, 1973. 391 с.

Серов П.А. Новые Sm-Nd изотопно-геохронологические данные для пород расслоенной платиноносной Федорово-Панской интрузии (Кольский полуостров) / П.А.Серов, Г.Л.Вурсий, Т.Б.Баянова // Материалы Междунар. (Х Российского) петрографического совещ. Т. 3: Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита. Апатиты. Изд. КНЦ РАН. 2005. С. 245-248.

Серов П.А. Возрастные рубежи формирования платинометалльного оруденения Федорово-Панского расслоенного интрузива по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным характеристикам: автореф. дисс. ... канд. геол.-мин.наук. Воронеж, 2007. 18 с.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М: Недра, 1982. 670 с.

Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.

Шарков Е.В. Происхождение критических зон крупных расслоенных интрузивов // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 35-48.

Шарков Е.В. Петрологические аспекты механизмов концентрирования платиноидов в магматическом процессе (на примере расслоенных интрузивов) / Е.В.Шарков, О.А.Богатиков // Платина России. М.: Геоинформмарк, 1999. Т.4. С. 152-169.

Шарков Е.В. Платиноносность раннепротерозойской крупной Балтийской изверженной провинции (Карело-Кольский регион) / Е.В.Шарков, О.А.Богатиков // Платина России. М.: Геоинформмарк, 2004. Т. 5. С. 344-350.

Эндогенные режимы метаморфизма раннего докембрия (северовосточной части Балтийского щита) / В.П.Петров, О.А.Беляев. З.М.Волошина, В.В.Балаганский и др. Л.: Наука, 1990. 183 с.

Balabonin N.L. Fedorova-Pansky intrusion. Kola Belt of Layered Intrusions / N.L.Balabonin, A.U.Korchagin, R.M.Latypov, V.V.Subbotin // Guide to presymposium field trip. VII Intern. Plat. Sympos / Mitrofanov F., Torokhov M. (Eds.). Apatity, 1994. P. 9-41.

Balashov Yi.A. Isotopic data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and Northern Karelia, Northern Baltic Shield / Yi.A.Balashov, T.B.Bayanova, F.P.Mitrofanov // Precambrian Res. 1993. V. 64, N 1-4. P. 197-205.

Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for stoichiometric minerals in the system  $Na_2O-K_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-TiO_2-H_2O-CO_2$ // J. Petrol. 1988. V. 29, No 2. P. 445-522.

Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculation: a new technique with petrological applications // Can. Mineral. 1991. V. 29, № 4. P. 833-855.

Cho M. Zeolite to Prehnite-Pumpelliyite Facies Metamorphic in the Toa Baja Drill Hole, Puerto Rico // Geophys. Res. Lett. 1991. № 3. P. 525-528.

Coombs D.S. Lower grade mineral facies in New Zealand // Rep. XXII Sess. Norden., Part XIII. 1960. P. 339-351.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Amer. Mineral. 1983. V. 68, № 1/2. P. 277- 279.

Leake B.E. Nomenclature of amphiboles. Repon of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names / Leake B.E., Woolley A.R., and 20 members of the Subcommittee on Amphiboles // Europ. J. Mineral. 1997. V. 9. P. 623-651.

Leake B.E. A catalog of analisis calciferous and subcalciferous amfiboles together with their nomenclature and associated mineral // Geol. Soc. Amer., Bouider Colorado. 1974. 210 p.

Mader U.K. Amphibole thermobarometry: a thermodynamic approach / U.K.Mader, R.G.Berman // Current Research, Part E, Geological Survey of Canada Paper 922-1E. 1992. P. 393-400.

Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes / N.Morimoto, J.Fabries, A.K.Fergusson et al. // Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt. 1988. V. 68. P. 95-111.

Naldrett A.J. The formation of stratiform PGE deposits in layered intrusions: Origins of igneous layering / I.Parsons (Ed.); A.J.Naldrett, G.Cameron, Von Gruenewaldt G., D.Boston. Reidel. 1986a. P. 313-398.

Naldrett A.J. The Upper Critical Zone of the Bushveld Complex and the Origin of Merensky-type Ores / A.J.G.Naldrett, E.C.Casparrini, S.J.Barnes, Von Gruenewaldt G., M.R.Sharpe // Econ. Geol. 1986b. V.8. P. 1105-1117.

Plusnina L.P. Experimental study on metabasite equilibria, geotermometry // Experiment in the solution of topical problems in geology. M.: Nauka, 1986. P. 174-183.

#### Фондовая

Корчагин А.У. Продолжение поисковых работ I очереди на платинометалльное оруденение в восточной части массива Панских тундр: информ. отчет / А.У.Корчагин, Ю.В.Гончаров, С.М.Карпов и др. Апатиты, 2002. (Фонды ГИ КНЦ РАН).

Митрофанов Ф.П. Федорово-Панский расслоенный интрузив: геология, платинометалльное оруденение, проблемы генезиса, геолого-экономическая оценка: заключит. отчет по теме. / Ф.П.Митрофанов, Н.Л.Балабонин, А.У.Корчагин, С.М.Карпов и др. Апатиты, 1998. (Фонды ГИ КНЦ РАН).

Одинец А.Ю. Петрология Панского массива: заключит. отчет по теме. Апатиты, 1968. (Фонды КФАН СССР).

Проскуряков В.В. и др. Отчет о геолого-поисковых работах на никель, проведенных Кейвской партией на массиве основных пород Панского массива в Ловозерском районе Мурманской области в 1962-1963 гг. Апатиты, 1964. (Фонды Мурманской ГРЭ).

# ПРИЛОЖЕНИЕ

Компо-		Обр.1			Обр.2			Of	5p.3	
ненты	Амф-1	Хл	Тлк	Пум	<b>Амф-</b> 1	Амф-2	Опи	Кумм	Пум	Амф-1
SiO <sub>2</sub>	54.27	29.32	62.41	36.44	54.83	53.87	56.38	57.16	37.86	52.91
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.02	0.02	0.09	0.53	0.05	0.05	0.17	0.16	0.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.64	19.22	0.35	22.74	3.67	8.67	0.66	0.56	13.45	4.65
FeO	9.38	12.48	4.41	9.80	9.23	10.42	12.90	14.95	14.58	10.94
MnO	0.28	0.12	0.06	0.00	0.19	0.19	0.34	0.42	0.21	16.06
MgO	20.34	27.20	29.77	0.11	19.60	14.51	26.75	24.59	8.19	0.19
CaO	12.67	0.03	0.04	22.28	12.06	10.84	1.17	0.53	19.09	12.27
Na <sub>2</sub> O	0.73	0.00	0.00	1.17	0.46	0.82	0.18	0.00	1.44	0.61
K <sub>2</sub> O	0.05	0.05	0.07	0.04	0.33	0.29	0.01	0.05	0.05	0.45
Сумма	100.39	88.45	97.14	92.63	100.90	99.66	98.43	98.43	95.03	98.43
Fмин	21	21	8	98	21	29	21	25	50	25
Fпор	23	-	-	-	-	-	29	-	-	-
ХСа/Пл	0.60	-	-	0.57	-	-	0.46	-	0.62	-
			Крист	галлохи	мическ	ие форм	иулы			
Si	7.52	5.71	3.95	6.96	7.52	7.45	2.03	7.94	3.63	7.54
$Al^{IV}$	0.48	2.29	0.03	5.12	0.48	0.55	0.03	0.06	1.52	0.46
AI <sup>VI</sup>		2.12	-	-	0.11	0.86	-	0.03	-	0.33
Fe	1.09	2.03	0.23	1.57	1.06	1.20	0.39	1.74	1.17	1.30
Mn	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.05	0.02	0.02
Mg	4.20	7.90	2.81	0.03	4.01	2.99	1.44	5.09	1.17	3.36
Ca	1.88	0.01	0.00	4.56	1.77	1.61	0.05	0.08	4.96	1.81
Na	0.20	0.00	0.00	0.43	0.12	0.22	0.01	0.00	0.27	0.25
К	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.05	0.00	0.01	0.01	0.08
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.01	0.00	0.02	0.01	0.04

# Химический состав минеральных ассоциаций из пород Западно-Панского и Восточно-Панского блоков

Компо-	Обр.3			Обр.4			Об	p.5	06	бр.б
ненты	Амф-3	Амф-1	Амф-2	Амф-3	Би	Эп	Амф-1	Амф-2	Амф-1	Хл
SiO <sub>2</sub>	47.44	55.28	52.28	48.26	38.31	37.62	54.27	52.81	55.31	29.85
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.05	0.11	0.15	1.33	0.04	0.19	0.21	0.06	0.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.37	2.60	6.35	10.38	16.95	21.66	3.82	5.49	2.04	18.92
FeO	13.78	10.56	11.19	12.85	14.81	14.36	7.58	9.87	9.97	16.21
MnO	0.28	0.16	0.21	0.19	0.10	0.13	0.26	0.24	0.17	0.18
MgO	10.97	18.01	15.07	13.22	15.10	0.11	17.12	17.32	21.20	21.52
CaO	11.79	12.69	12.05	12.82	0.00	23.88	14.90	12.36	10.47	0.00
Na <sub>2</sub> O	1.36	0.00	1.55	1.27	0.00	0.00	0.69	0.31	0.14	0.00
K <sub>2</sub> O	0.37	0.00	0.23	0.33	9.84	0.00	0.19	0.15	0.01	0.00
Сумма	99.36	99.35	99.04	99.46	96.45	97.80	99.00	98.75	99.38	87.28
<b>Г</b> мин	41	25	29	35	36	32	20	25	21	30
Fпор	-	35		-		-	32	-	26	-
ХСа/Пл	-	0.26	-	-	-	-	0.60	-	0.20	
			Крист	аллохи	мическ	ие форм	иулы			
Si	6.79	7.72	7.40	6.90	5.37	2.98	7.59	7.43	7.67	5.98
Al <sup>IV</sup>	1.21	0.28	0.60	1.10	2.68	0.02	0.41	0.57	0.33	2.02
AI <sup>VI</sup>	1.05	0.15	0.46	0.65	-	2.00	0.22	0.34	-	2.44
Fe	1.65	1.23	1.32	1.54	1.74	0.95	0.89	1.16	1.16	2.71
Mn	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.03
Mg	2.34	3.75	3.18	2.81	3.15	0.01	3.57	3.63	4.39	6.43
Ca	1.81	1.90	1.83	1.96	0.00	2.03	2.23	1.86	1.56	0.00
Na	0.38	0.00	0.43	0.35	0.00	0.00	0.19	0.08	0.04	0.00
К	0.07	0.00	0.04	0.06	1.76	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00
Ti	0.00	0.01	0.01	0.02	0.14	0.00	0.02	0.02	0.01	0.09

Компо-	Обр.6			Обр.7				Обр.8		Обр.9
ненты	Тур	Амф-1	Амф-2	Би	Хл	Кл	Амф-1	Амф-2	Кц	КПи
SiO <sub>2</sub>	37.96	55.41	53.15	37.20	28.61	39.54	53.40	52.85	40.37	52.53
TiO <sub>2</sub>	0.79	0.09	0.12	2.06	0.05	0.13	0.09	0.12	0.03	0.27
$A1_2O_3$	27.13	3.86	8.78	16.65	19.59	22.79	5.36	6.45	24.72	1.00
FeO	3.69	10.23	12.34	14.92	16.87	13.86	11.00	10.86	10.26	13.55
MnO	0.00	0.19	0.21	0.16	0.19	0.20	0.21	0.23	0.12	0.37
MgO	8.56	16.97	14.04	14.86	23.74	15.10	15.61	15.01	0.15	11.34
CaO	1.20	12.09	10.84	0.06	0.00	0.00	12.51	11.95	22.76	18.81
Na <sub>2</sub> O	1.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.74	0.90	0.27	0.65
K <sub>2</sub> O	0.02	0.21	0.11	9.75	0.09	9.84	0.18	0.20	0.00	0.03
Сумма	81.23	99.05	99.59	95.66	89.14	99.24	99.09	98.56	98.67	98.54
Fмин	20	25	33	36	28	30	28	29	23	40
Fпор	-	23	-	-	-	-	32	-	-	23
ХСа/Пл	-	26	-	-	-	-	0.50	-	-	0.20
			Криста	ллохим	ически	е форм	улы			
Si	7.64	7.73	7.40	5.28	5.66	3.06	7.52	7.47	3.07	2.01
AI	6.44	0.27	0.60	2.78	4.56	2.07	0.48	0.53	-	0.05
AI <sup>VI</sup>	-	0.36	0.85	-	-	-	0.41	0.54	2.21	-
Fe	0.62	1.19	1.44	1.77	2.79	0.89	1.30	1.28	0.65	0.43
Mn	0.00	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01
Mg	2.57	3.53	2.92	3.15	7.00	0.00	3.28	3.16	0.02	0.65
Ca	0.26	1.81	1.62	0.01	0.00	1.86	1.89	1.81	1.85	0.77
Na	0.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.25	0.04	0.05
К	0.01	0.48	0.02	1.77	0.02	0.01	0.03	0.04	0.00	0.00
Ti	0.12	0.01	0.01	0.22	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01

Компо-		Об	p.9			Обр.10			Обр.11	
ненты	Амф-1	Амф-2	Амф-3	Би	Амф-1	Би	Кц	Амф-1	Амф-2	Амф-3
SiO <sub>2</sub>	55.29	51.86	48.40	36.72	53.48	36.57	41.05	56.10	53.76	48.36
TiO <sub>2</sub>	0.84	0.64	0.29	2.99	0.52	2.64	0.14	0.20	0.07	0.06
$A1_2O_3$	1.68	6.10	10.96	16.03	1.82	17.14	22.90	2.70	4.15	10.00
FeO	10.10	11.40	13.57	16.93	8.83	14.57	11.50	8.20	9.10	13.60
MnO	0.28	0.36	0.28	0.30	0.37	0.17	0.11	0.23	0.29	0.18
MgO	19.05	15.35	12.94	14.35	21.28	14.61	0.00	19.79	20.14	14.04
CaO	11.68	12.69	12.74	0.05	12.83	0.00	22.87	12.43	12.13	11.60
Na <sub>2</sub> O	0.00	1.16	0.38	0.00	0.52	0.00	0.00	0.19	0.62	1.18
K <sub>2</sub> O	0.09	0.95	0.26	9.66	0.04	9.60	0.01	0.00	0.06	0.44
Сумма	99.01	99.76	99.82	97.04	99.69	95.30	98.58	99.83	100.30	99.46
Fмин	23	29	37	40	19	36	26	19	20	35
Fпор	-	-	-	-	-	-	-	35	-	-
ХСа/Пл	-	-	-	-	0.60	-	-	0.54	-	-
			Криста	аллохи	иически	ие форм	иулы			
Si	7.73	7.33	6.88	5.20	7.47	5.20	3.14	7.71	7.43	6.92
Al	0.17	0.67	1.12	2.68	0.30	2.87	2.06	0.29	0.57	1.08
AI <sup>VI</sup>	0.11	0.35	0.71	-	-	-	-	0.15	0.10	0.78
Fe	1.18	1.35	1.61	2.00	1.03	1.73	0.74	0.94	1.05	1.63
Mn	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02
Mg	3.97	3.23	2.74	3.03	4.43	3.10	0.00	4.06	4.15	3.01
Са	1.75	1.82	1.96	0.01	1.92	0.00	1.87	1.83	1.80	1.76
Na	0.00	0.32	0.07	0.00	0.14	0.00	0.00	0.05	0.17	0.36
К	0.02	0.17	0.05	1.75	0.01	1.74	0.00	0.00	0.10	0.06
Ti	-	-	-	-	0.06	0.28	0.00	0.02	0.01	0.00

Компо-	Обр. 11			Обр. 12				Обр. 13		Обр. 14
ненты	Эп	КПи	Амф-1	Амф-3	Эп	Тлк	Кумм	Амф-2	Амф-3	Ол
SiO <sub>2</sub>	41.18	52.36	54.27	47.15	44.61	62.22	56.57	52.33	47.83	37.35
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.51	0.09	0.06	0.00	0.09	0.11	0.20	0.15	0.03
$Al_2O_3$	22.54	1.76	4.49	15.07	23.90	1.00	0.58	5.89	15.02	0.00
FeO	10.05	8.29	10.10	12.78	7.42	5.07	14.68	9.68	10.72	15.74
MnO	0.00	0.28	0.19	0.24	0.22	0.03	0.44	0.24	0.05	0.27
MgO	0.07	15.93	17.85	11.34	0.00	27.47	26.28	18.80	12.07	45.09
CaO	23.06	20.06	11.38	11.57	22.70	0.00	0.49	11.93	11.27	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.36	0.00	0.30	1.04	0.00	0.00	0.00	0.29	1.70	0.14
K <sub>2</sub> O	0.05	0.02	0.02	0.36	0.00	0.00	0.02	0.10	0.00	0.00
Сумма	97.34	99.18	98.68	99.61	98.85	95.90	99.15	99.46	98.81	98.61
Fмин	24	23	24	39	18	9	24	23	33	16
Fпор	-	45	-	-	-	-	31	-	31	32
ХСа/Пл	_	0.49	-	-	-	-	0.62	-	0.62	0.71
			Крист	галлохи	мическ	ие форг	мулы			
Si	3.17	1.95	7.60	6.68	3.30	3.99	7.81	7.30	6.74	1.92
Al <sup>IV</sup>	-	0.08	0.40	1.32	-	0.08	0.09	0.70	1.26	-
AI <sup>VI</sup>	2.05	-	0.34	1.20	2.08	0.08	-	0.27	1.27	-
Fe	0.65	0.26	1.18	1.51	0.46	0.27	1.67	1.13	1.26	0.68
Mn	0.00	0.01	0.02	0.03	0.01	0.00	0.05	0.03	0.01	0.01
Mg	0.00	0.89	3.72	2.39	0.00	2.63	5.41	3.91	2.54	3.46
Са	1.90	0.80	1.71	1.76	1.80	0.00	0.07	1.78	1.70	0.00
Na	0.05	0.00	0.08	0.29	0.00	0.00	0.00	0.08	0.46	0.01
К	0.01	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00

Компо-			Обр. 14					Обр. 15		
ненты	ОПи	Амф-1	Амф-3	Хл	Тлк	Кумм	Амф-2	Амф-3	Амф-4	Би
SiO <sub>2</sub>	54.39	54.28	48.80	28.93	60.91	58.34	52.80	51.25	48.60	35.29
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.03	0.06	0.00	0.02	0.05	0.08	0.16	0.28	2.87
$A1_2O_3$	0.89	2.81	12.51	19.58	1.35	0.60	7.04	11.53	14.31	16.22
FeO	10.42	9.84	9.28	14.78	2.57	15.50	13.97	14.77	14.20	19.51
MnO	0.20	0.11	0.15	0.02	0.00	0.71	0.27	0.29	0.30	0.08
MgO	30.48	19.99	15.11	23.54	30.85	23.74	15.28	9.91	8.64	13.39
CaO	2.23	13.01	10.53	0.00	0.00	0.22	10.73	10.73	12.06	0.71
Na <sub>2</sub> O	0.22	0.16	1.46	0.20	0.00	0.23	0.20	1.14	0.66	0.08
K <sub>2</sub> O	0.00	0.03	0.27	0.44	0.01	0.06	0.06	0.33	0.54	8.32
Сумма	98.95	100.29	98.14	87.48	95.72	99.46	100.43	100.10	99.59	96.48
Гмин	16	22	26	26	5	27	34	45	48	44
Fnop	_	-	-	-		-	-	-	-	-
ХСа/Пл	-	-	-	-	-	0.55				
			Крист	галлохи	мическ	ие форм	мулы			
Si	1.94	7.53	6.88	5.77	3.93	8.02	7.38	7.22	6.91	2.66
Al <sup>IV</sup>	0.04	0.47	1.12	2.23	0.11	-	0.62	0.78	1.09	1.44
AI <sup>VI</sup>	-	0.01	0.96	2.37	-	0.10	0.54	1.13	1.31	-
Fe	0.31	1.14	1.10	2.47	0.15	1.78	1.63	1.74	1.69	1.23
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.08	0.03	0.03	0.04	0.01
Mg	1.63	4.13	3.18	7.00	2.83	4.87	3.18	2.08	1.83	1.50
Ca	0.09	1.93	1.59	0.00	0.00	0.03	1.61	1.62	1.84	0.06
Na	0.02	0.04	0.40	0.08	0.01	0.06	0.05	0.31	0.18	0.01
К	0.00	0.01	0.05	0.11	0.01	0.01	0.01	0.06	0.10	0.80
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.16

Компо-	Обр.15		Oð	p.16		Об	p.17		Обр.18	
ненты	Эп	Кумм	Амф-1	Амф-3	Амф-4	Амф-1	Амф-4	Амф-1	Амф-2	Амф-4
SiO <sub>2</sub>	40.98	56.62	53.09	48.34	47.62	54.17	46.68	52.35	50.02	45.14
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.05	0.04	0.12	0.10	0.65	0.00	0.04	0.35	0.00
A1 <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.80	1.40	3.55	10.55	13.95	4.63	14.27	2.11	2.18	13.15
FeO	9.14	16.33	12.27	13.74	13.75	12.62	16.86	15.54	15.03	17.63
MnO	0.06	0.35	0.13	0.18	0.14	0.15	0.19	0.25	0.28	0.32
MgO	0.00	23.40	15.46	14.61	10.53	13.97	7.00	15.79	16.01	8.07
CaO	23.78	0.88	12.95	10.63	11.89	12.15	12.93	12.07	14.41	14.13.
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.00	1.10	1.21	1.20	0.78	0.92	0.35	0.60	1.37
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.60	0.25	0.44	0.62	0.90	0.09	0.05	0.52
Сумма	98.99	99.03	99.19	99.73	99.62	99.74	99.75	98.59	98.93	100.33
<u> </u>	21	28	31	34	43	34	57	35	36	55
Fпор	-	-	-	-	-	-	-	74	-	_
ХСа/Пл	-	0.66	-	-	-	0.61	-	0.64	_	-
			Крист	аллохи	мическ	ие форм	иулы			
Si	3.09	7.87	7.57	6.87	6.78	7.63	6.77	7.59	7.32	6.60
Al	_	0.13	0.43	1.13	1.22	0.37	1.23	0.41	0.38	1.40
AI <sup>VI</sup>	2.20	0.10	0.17	0.64	1.12	0.40	1.21	-	-	0.87
Fe	0.58	1.90	1.46	1.63	1.64	1.49	2.05	1.89	1.84	2.16
Mn	0.00	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04
Mg	0.00	4.85	3.28	3.10	2.23	2.94	1.51	3.41	3.49	1.76
Са	1.92	0.13	1.98	1.63	1.81	1.84	2.01	1.88	2.26	2.21
Na	0.02	0.00	0.30	0.33	0.33	0.21	0.26	0.10	0.17	0.39
К	0.00	0.00	0.11	0.05	0.80	0.11	0.17	0.02	0.01	0.10
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.07	0.00	0.00	0.04	0.00

Компо-	Обр.18			Обр.19				Обр.20		Oбp.21
ненты	Эп	Амф-4	Кл	Би	Хл	Эп	Амф-4	Цо	Кл	Амф-4
SiO <sub>2</sub>	38.47	47.74	40.19	36.60	33.45	39.82	50.15	46.63	44.85	44.98
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.25	0.04	1.92	1.64	0.04	0.11	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.81	13.04	25.26	16.70	17.10	24.70	12.44	25.30	3.56	13.42
FeO	9.47	15.63	8.99	16.37	14.05	10.90	14.26	0.10	9.00	15.22
MnO	0.12	0.21	0.20	0.10	0.10	0.19	0.29	0.00	0.06	0.28
MgO	0.00	9.08	0.00	14.82	16.29	0.00	9.14	0.00	0.33	12.20
CaO	23.35	11.85	23.55	0.16	0.00	23.60	12.15	27.14	21.80	11.93
Na <sub>2</sub> O	0.42	1.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.76	0.00	0.00	0.96
K <sub>2</sub> O	0.05	0.77	0.00	9.32	4.27	0.03	0.54	0.00	0.16	0.22
Сумма	98.68	99.65	98.93	95.99	86.90	99.28	100.10	99.25	99.77	99.23
<b>Г</b> мин	20	49	20	38	33	24	46	-	21	41
Fпор	-	62	-	-	-	-	64	-	-	-
ХСа/Пл	-	0.61	-	-	-	-	0.59	-	-	0.54
			Криста	аллохии	иически	ие форм	иулы			
Si	2.68	6.87	3.03	5.21	6.77	3.03	7.11	2.23	3.30	6.52
Al <sup>IV</sup>	2.20	1.14	2.31	2.80	1.23	2.21	0.89	1.43	-	1.48
AI <sup>VI</sup>	-	1.07	-	-	2.85	-	1.19	-	2.05	0.81
Fe	0.55	1.88	0.57	1.95	2.38	0.69	1.69	0.00	0.56	1.85
Mn	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.04	0.00	0.00	0.03
Mg	0.00	1.95	0.00	3.14	4.91	0.00	1.93	0.00	0.04	2.64
Ca	1.74	1.83	1.90	0.02	0.00	1.92	1.84	1.39	1.72	1.85
Na	0.06	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.27
К	0.00	0.14	0.00	1.69	1.10	0.00	0.10	0.00	0.02	0.04
Ti	0.00	0.03	0.00	0.21	0.25	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00

.

Компо-	Обр. 1		Обр.22			(	Эбр.23			Обр.24
ненты	Кц	Амф4 <sup>1</sup>	Гр	Би	Амф-1	Амф-4	Гр	Би	Эп	Амф-1
SiO <sub>2</sub>	42.74	44.55	37.21	34.14	54.04	43.51	37.52	35.84	41.84	53.59
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.18	0.00	3.29	0.17	0.36	0.24	2.18	0.17	0.07
$A1_2O_3$	26.20	16.58	20.22	15.12	2.01	15.26	20.77	16.37	23.85	2.29
FeO	6.18	14.66	25.93	16.66	C14.25J	20.14	29.29	22.48	9.13	10.06
MnO	0.07	0.30	5.04	0.15	0.25	0.19	3.02	0.13	0.14	0.15
MgO	0.00	6.80	1.06	10.34	(17.0^	6.82	0.80	8.71	0.00	19.60
CaO	23.96	11.84	5.07	0.06	12.30	10.83	6.63	0.00	23.81	12.61
Na <sub>2</sub> O	0.14	1.12	0.00	0.00	0.00	1.25	0.38	0.00	0.00	0.58
K <sub>2</sub> O	0.00	0.38	0.00	9.95	0.04	0.96	0.77	9.65	0.00	0.07
Сумма	99.34	96.41	94.53	89.71	100.09	99.32	99.42	95.36	98.94	99.02
<b>Г</b> мин	14	54	79	47	32	62	86	59	21	22
Fпор	-	-	-	-	39	-	-	-	-	56
ХСа/Пл	-	0.60	-	-	0.58	-	-	-	_	0.45
			Криста	аллохи	мические	форму	пы			
Si	3.15	6.60	3.12	2.77	7.64	6.45	3.04	5.30	3.15_	7.55
Al <sup>IV</sup>	2.28	1.40	2.00	1.23	0.34	1.55	1.98	2.85	2.12	0.38
AI <sup>VI</sup>	-	1.49	-	0.21	-	1.12	-	-	-	-
Fe	0.38	1.82	1.82	1.13	1.69	2.50	1.98	2.78	0.58	1.19
Mn	0.00	0.04	0.36	0.01	0.03	0.02	0.21	0.02	0.01	0.02
Mg	0.00	1.50	0.13	1.25	3.59	1.51	0.10	1.92	0.00	4.12
Ca	1.89	1.88	0.46	0.01	1.86	1.82	0.58	0.00	1.92	1.90
Na	0.02	0.32	0.00	0.00	0.00	0.36	0.06	0.00	0.00	0.16
К	0.00	0.07	0.00	1.03	0.01	0.18	0.08	1.82	0.00	0.01
Ti	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.04	0.02	0.24	0.01	0.01

Компо-			Об	p.24				Oố	p.25	
ненты	Эд	Амф-3	Амф-41	Гр	Би	Эп	Амф-2	Амф-3	Амф-4 <sup>1</sup>	Гр
SiO <sub>2</sub>	53.76	49.40	40.36	38.40	35.66	41.29	52.29	48.16	37.90	37.23
TiO <sub>2</sub>	0.04	1.55	0.26	0.00	1.70	0.15	0.18	0.16	0.31	0.14
$A1_2O_3$	3.81	6.51	18.93	19.73	16.51	24.54	2.72	11.89	19.63	20.63
FeO	10.92	17.05	21.38	29.42	20.60	9.19	15.01	16.40	25.00	28.36
MnO	0.22	0.17	0.29	4.63	0.13	0.08	0.25	0.25	0.31	4.78
MgO	16.24	11.71	5.63	0.42	10.23	0.00	17.94	9.20	3.86	0.77
CaO	12.09	11.65	11.32	6.05	0.36	23.03	12.00	11.41	11.02	6.88
Na <sub>2</sub> O	2.51	1.03	0.94	0.00	0.13	0.60	0.00	0.55	0.61	0.00
K <sub>2</sub> O	0.05	0.93	0.73	0.00	9.07	0.18	0.02	0.83	0.94	0.00
Сумма	99.64	100.00	99.84	98.65	94.39	99.05	99.41	98.85	99.58	98.79
Гмин	27	45	68	84	53	21	32	49	78	82
Fпор	-	-	-	-	-	-	46	-	-	-
ХСа/Пл	-	-	-	-	-	-	0.69	-	-	-
			Крист	аллохи	мическ	ие форм	иулы			
Si	7.57	7.17	6.00	3.13	5.28	2.85	7.42	6.99	5.78	3.03
Al <sup>IV</sup>	0.43	0.83	2.00	1.89	2.72	2.00	0.46	1.01	2.22	1.98
AI <sup>VI</sup>	0.20	0.30	1.32	-	0.15	-	-	1.02	1.30	-
Fe	1.29	2.07	2.66	2.00	2.55	0.53	1.78	1.99	3.19	1.93
Mn	0.03	0.02	0.04	0.32	0.02	0.01	0.03	0.03	0.04	0.33
Mg	3.41	2.53	1.25	0.05	2.26	0.00	3.80	1.99	0.88	0.09
Ca	1.83	1.81	1.80	0.53	0.06	1.70	1.82	1.77	1.80	0.60
Na	0.69	0.29	0.27	0.00	0.04	0.00	0.00	0.16	0.18	0.00
К	0.01	0.17	0.14	0.00	1.71	0.02	0.00	0.15	0.18	0.00
Ti	0.00	0.17	0.03	0.00	0.19	0.01	0.02	0.12	0.04	0.01

Компо-	Об	p.25	Oố	p.26			Об	p.27		
ненты	Би	Эп	ОПи	Кумм	КПи	Амф-1	Амф-2	Амф-3	Амф-4	Гр
SiO <sub>2</sub>	36.76	40.77	54.00	55.32	52.99	55.43	51.48	50.05	45.58	37.45
TiO <sub>2</sub>	2.80	0.10	0.14	0.13	0.29	0.5	0.35	0.17	0.10	0.00
$A1_2O_3$	17.62	26.53	1.11	0.94	1.65	0.1	8.79	12.56	16.21	21.14 (
FeO	22.80	9.10	14.96	12.50	9.43	11.81	14.15	10.78	14.47	29.24
MnO	0.14	0.19	0.38	0.35	0.22	0.16	0.09	0.27	0.46	5.27
MgO	10.31	0.00	27.18	26.95	15.67	17.15	11.47	12.81	6.85	0.64
CaO	0.00	22.40	1.79	0.75	18.29	12.84	12.81	11.45	14.07	6.18
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.96	0.25	0.24	0.33	0.88	1.42	0.00
K <sub>2</sub> O	6.55	0.00	0.01	0.28	0.00	0.00	0.17	0.22	0.58	0.00
Сумма	96.98	99.09	99.57	99.18	98.79	99.49	99.64	99.19	99.71	99.92
Fмин	55	20	23	21	25	28	36	32	65	82
Fпор	-	-	30	-		-	-	-	-	-
ХСа/Пл	-	-	0.55	0.44	-	~	-	-	-	-
			Крист	галлохи	мическ	ие форм	иулы			
Si	5.23	3.05	7.96	7.70	1.98	7.79	7.44	7.01	6.57	3.02
Al <sup>IV</sup>	2.96	2.34	0.05	0.15	0.02	0.21	0.56	0.99	1.43	2.01
$AI^{VI}$	-	-	-	-	0.05	0.04	0.94	1.08	1.33	-
Fe	2.71	0.57	0.45	1.45	0.30	1.39	1.71	1.26	1.74	1.97
Mn	0.02	0.01	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.03	.0.06	0.36
Mg	2.19	0.00	1.47	5.59	0.87	3.59	3.08	2.68	1.47	0.08
Са	0.00	1.80	0.07	0.11	0.73	1.93	1.98	1.72	2.17	0.53
Na	0.00	0.00	0.00	0.26	0.02	0.07	0.09	0.24	0.40	0.00
К	1.19	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03	0.04	0.11	0.00
Ti	0.30	0.01	0.00	0.01	0.01	0.04	0.04	0.01	0.01	-

Компо-	Обр.27		Обр.28			Обр.29			Обр.30	
ненты	Би	Кумм	Амф 1	Амф2	Амф 1	Амф2	Амф3	Амф2	Амф3	Амф4
SiO <sub>2</sub>	36.55	57.64	54.57	51.66	53.75	50.50	45.63	50.79	45.74	44.69
TiO <sub>2</sub>	1.16	0.17	0.15	0.17	0.25	0.37	0.41	0.38	0.26	0.07
$Al_2O_3$	17.44	1.64	1.34	8.29	3.81	9.55	15.15	5.69	16.48	16.82
FeO	20.14	15.04	12.14	13.14	13.24	15.22	15.64	16.13	16.75	17.16
MnO	0.12	0.42	0.15	0.23	0.22	0.19	0.24	0.17	0.33	0.24
MgO	11.25	23.17	18.40	11.84	15.34	10.30	8.34	12.45	7.74	7.01
CaO	0.12	0.25	12.59	12.11	12.15	11.43	11.65	12.62	10.86	11.45
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.00	0.26	0.70	0.10	1.12	1.67	0.80	0.94	1.29
K <sub>2</sub> O	9.26	0.03	0.07	0.16	0.05	0.28	0.43	0.08	0.40	0.69
Сумма	96.07	99.18	99.77	98.30	98.91	98.96	99.17	99.10	99.50	99.42
Гмин	50	26	27	38	32	45	51	42	54	57
Fпор	-	29	-	-	46	-	-	71	-	-
ХСа/Пл	-	0.50	-	-	0.50	-	-	0.42	-	-
			Крист	аллохи	мическ	ие форм	иулы			
Si	2.28	7.99	7.68	7.39	7.64	7.25	6.61_	7.36	6.59	6.50
Al	1.72	0.01	0.22	0.61	0.36	0.75	1.39	0.64	1.41	1.50
AI	1.25	0.22	-	0.79	0.28	0.87	1.20	0.33	1.39	1.38
Fe	2.43	1.74	1.43	1.57	1.57	1.83	1.90	1.96	2.02	2.09
Mn	0.02	0.05	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03
Mg	2.42	4.79	3.86	2.52	3.25	2.20	1.80	2.69	1.66	1.52
Ca	0.02	0.04	1.91	1.86	1.85	1.76	1.81	1.96	1.68	1.78
Na	0.02	0.00	0.07	0.19	0.03	0.31	0.47	0.23	0.26	0.36
К	1.71	0.01	0.01	0.03	0.01	0.05	0.08	0.02	0.07	0.13
Ti	0.11	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.04	0.03	0.01

Компо-	Об	p.30	06	p.31		Об	0.32		Обр.33	Обр.34
ненты	Би	Гр	Амф 1	Амф2	Амф 1	Амф 3	Би	Хл	Амф3	Амф 1
SiO <sub>2</sub>	35.78	37.57	54.45	51.60	53.76	45.03	35.50	29.71	45.90	54.29
TiO <sub>2</sub>	2.01	0.00	0.14	0.25	0.27	0.38	1.59	0.07	0.40	0.16
$Al_2O_3$	16.72	19.94	2.89	8.53	5.41	13.46	16.64	17.21	13.43	2.03
FeO	20.86	28.67	14.04	15.14	15.16	16.78	19.11	27.35	15.59	15.45
MnO	0.18	5.25	0.15	0.23	0.34	0.33	0.24	0.50	0.38	0.26
MgO	10.99	0.41	15.07	10.84	11.68	9.81	13.17	11.71	10.60	13.84
CaO	0.34	7.49	12.08	11.45	11.80	12.09	0.01	0.03	11.86	12.80
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.15	1.14	0.64	1.20	0.00	0.00	1.20	0.00
K <sub>2</sub> O	9.17	0.00	0.03	0.20	0.17	0.65	9.98	0.00	0.63	0.08
Сумма	99.05	99.33	99.00	99.38	99.23	99.71	96.24	86.58	99.99	<b>98.9</b> 1
Fмин	52	83	35	44	42	49	45	56	45	39
Fпор	71	-	-	-	61	-	-		66	52
ХСа/Пл	42	-	50	-	0.38	-	-	-	0.39	0.47
			Крист	аллохи	мическ	ие форм	иулы			
Si	2.72	3.06	7.75	7.34	7.67	6.62	2.69	6.36	6.62	7.81
Al <sup>IV</sup>	1.28	1.91	0.25	0.66	0.33	1.37	1.31	1.64	1.38	0.19
$AI^{VI}$	0.22	-	0.24	0.79	0.58	0.93	0.18	2.70	0.90	0.15
Fe	1.33	1.95	1.67	1.80	1.81	2.04	1.21	4.90	1.88	1.86
Mn	0.01	0.36	0.02	0.03	0.04	0.04	0.02	0.09	0.05	0.03
Mg	1.25	0.05	3.20	2.31	2.48	2.13	1.49	3.74	2.28	2.97
Ca	0.03	0.65	1.84	1.75	1.80	1.89	0.00	0.01	1.83	1.97
Na	0.00	0.00	0.04	0.32	0.18	0.34	0.00	0.00	0.34	0.00
К	0.89	0.00	0.01	0.04	0.03	0.12	0.97	0.00	0.11	0.02
Ti	0.12	0.00	0.02	0.03	0.04	0.05	0.10	0.00	0.05	0.02

Компо-	Обр.34	Об	p.35	Об	p.36	Об	p.37	Обр.38	06	ip.39
ненты	Амф 3	Амф 1	Амф2	Амф 1	Амф3	Амф 1	Амф3	Кумм	ОПи	Кумм
SiO <sub>2</sub>	47.29	54.03	51.95	54.16	44.80	52.056	0.28	57.60	52.94	56.92
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.13	0.23	0.03	0.20	0.02	0.28	0.13	0.16	0.06
$A1_2O_3$	13.21	2.63	8.44	1.71	11.88	2.70	13.71	1.06	0.92	0.90
FeO	15.76	15.99	14.78	13.24	16.84	13.35	17.22	15.37	15.99	15.98
MnO	0.27	0.31	0.32	0.23	0.26	0.32	0.30	0.31	0.18	0.44
MgO	8.17	13.49	11.07	15.11	8.74	13.69	7.58	23.63	28.02	24.01
CaO	11.78	12.08	11.38	13.39	12.36	12.74	11.35	0.89	1.58	1.39
Na <sub>2</sub> O	1.71	0.25	1.30	0.15	1.25	0.28	1.37	0.06	0.00	0.06
K <sub>2</sub> O	0.70	0.01	0.24	0.06	0.33	0.03	0.24	0.05	0.00	0.04
Сумма	99.14	98.92	99.71	98.08	96.66	95.28	94.74	96.69	99.78	99.80
Гмин	52.	40	43	33	52	35	56	27	24	27
Fпор	-	67	-	-	-	-	-	32	-	-
ХСа/Пл	0.47	0.38	-	33	-	24	-	0.52	0.63	-
			Крист	аллохи	мическ	ие форм	іулы			
Si	6.86	7.77	7.38	7.80	6.74	7.72	6.56	7.95	1.93	7.86
$Al^{IV}$	1.14	0.23	0.62	0.20	1.26	0.28	1.44	0.05	0.04	0.14
AI <sup>VI</sup>	1.12	0.22	0.79	0.09	0.85	0.19	1.04	0.12	-	0.01
Fe	1.91	1.92	1.76	1.59	2.12	1.66	2.21	1.77	0.49	1.85
Mn	0.03	0.07	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.01	0.05
Mg	1.77	2.89	2.35	3.24	1.96	3.03	1.74	4.86	1.52	4.94
Ca	1.83	1.86	1.73	2.07	1.99	2.03	1.87	0.13	0.06	0.21
Na	0.48	0.07	0.36	0.04	0.37	0.08	0.41	0.02	0.00	0.02
К	0.13	0.00	0.04	0.01	0.06	0.01	0.05	0.01	0.00	0.01
Ti	0.03	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01

Компо-		Об	p.39				Oố	p.40		
ненты	Амф 1	Амф2	Амф 3	Амф4	ОПи	КПи	Кумм	Амф 1	Амф2	Амф3
SiO <sub>2</sub>	56.14	52.61	48.21	48.56	52.24	50.88	56.40	55.58	50.99	45.49
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.31	0.03	0.00	0.05	0.13	0.14	0.03	0.43	0.05
$A1_2O_3$	2.04	9.98	12.92	13.11	0.53	2.31	0.60	2.60	3.71	14.32
FeO	8.65	10.54	11.26	12.20	24.60	8.51	16.92	9.96	15.06	17.85
MnO	0.16	0.24	0.11	0.25	0.34	0.16	0.53	0.34	0.22	0.27
MgO	18.40	12.81	15.02	11.06	21.53	13.05	21.68	18.18	13.66	8.06
CaO	12.69	12.18	11.67	11.77	1.02	21.60	0.44	11.70	12.84	12.66
Na <sub>2</sub> O	0.22	1.05	1.32	1.29	0.10	2.69	0.06	0.29	0.37	1.18
K <sub>2</sub> O	0.05	0.31	0.42	0.34	0.00	0.02	0.05	0.04	0.28	0.40
Сумма	98.60	100.0	101.0	98.58	100.41	100.11	96.82	98.72	97.58	100.26
Гмин	20	31	29	38	39	27	30	23	38	55
Fпор	-	-	71	-	-	-	-	-	-	-
ХСа/Пл	63	-	0.42	-	77	-	-	-	-	77
			Крист	аллохи	мическ	ие форм	иулы			
Si	7.83	7.30	6.71	6.93	1.95	1.87	8.02	7.73	7.48	6.60
Al	0.17	0.70	1.29	1.07	0.02	0.10	-	0.27	0.52	1.40
AI	0.17	0.93	0.83	1.13	0.00	0.00	0.10	0.16	0.12	0.85
Fe	1.01	1.22	1.31	1.46	0.77	0.26	2.01	1.16	1.85	2.17
Mn	0.02	0.03	0.01	0.03	0.00	0.01	0.06	0.04	0.03	0.03
Mg	3.83	2.65	3.12	2.35	1.20	0.72	4.60	3.79	2.99	1.74
Ca	1.90	1.81	1.74	1.80	0.04	0.85	0.07	1.75	2.02	1.97
Na	0.06	0.28	0.36	0.36	0.01	0.19	0.02	0.08	0.11	0.33
К	0.01	0.06	0.07	0.06	0.00	0.00	0.01	0.01	0.05	0.07
Ti	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05	0.01

Компо-		Обр.40			Обр.41			Об	p.42	
ненты	Амф 3 <sup>1</sup>	Би	My	Амф 1	Амф 3	Амф З <sup>I</sup>	Амф 1	Амф2	Амф3	Амф 3!
SiO <sub>2</sub>	42.88	32.83	48.91	56.37	44.04	44.21	56.16	50.06	44.48	42.00
TiO <sub>2</sub>	0.05	2.29	0.02	0.03	0.23	0.05	0.07	0.91	0.19	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.25	14.71	36.05	2.26	13.18	15.40	1.82	5.04	11.04	16.87
FeO	13.00	16.46	0.98	7.74	1784	11.88	7.24	6.77	16.95	12.61
MnO	0.19	0.05	0.00	0.23	0.29	0.26	0.42	0.33	0.30	0.42
MgO	10.44	11.36	0.69	18.57	7.79	11.16	19.71	16.04	8.85	9.42
CaO	13.05	0.25	0.37	14.34	12.64	13.46	12.86	16.27	11.86	12.50
Na <sub>2</sub> O	1.60	0.25	0.59	0.25	1.22	1.58	0.21	0.46	0.96	1.31
K <sub>2</sub> O	0.38	7.98	4.43	0.01	0.43	0.08	0.02	0.02	0.25	0.26
Сумма	98.83	84.63	92.04	99.83	97.48	98.08	98.49	95.90	94.88	95.63
<b>Г</b> мин	41	45	42	19	56	37	17	19	52	43
Гпор	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ХСа/Пл	-	-	-	75	-	-	68.43	-	-	-
			Крист	галлохи	мическ	ие форм	иулы			
Si	6.28	2.74	3.18	7.77	6.60	6.41	7.80	7.28	6.80	6.27
Al	1.72	1.44	2.76	0.23	1.40	1.59	0.20	0.72	1.20	1.73
AI <sup>VI</sup>	1.09	0.00	0.00	0.14	0.93	1.04	0.10	0.14	0.79	1.24
Fe	1.59	1.15	0.05	0.89	2.24	1.44	0.84	0.02	2.17	1.57
Mn	0.02	0.00	0.00	0.03	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.05
Mg	1.28	1.41	0.07	3.82	2.74	2.41	4.08	3.47	2.02	2.10
Ca	2.05	0.02	0.03	2.12	2.03	2.09	1.92	2.53	1.94	2.00
Na	0.05	0.04	0.08	0.07	0.36	0.45	0.06	0.13	0.28	0.38
К	0.10	0.85	0.43	0.00	0.08	0.01	0.00	0.00	0.05	0.05
Ti	0.01	0.14	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.10	0.02	0.03

Компо-		Обр.43			Обр.44			Обр.45		Обр.46
ненты	Амф 1	Амф 3	Кц	Амф 1	Амф2	Амф 3	Амф 1	Амф3	Кц	Амф1
SiO <sub>2</sub>	56.45	47.11	38.61	53.97	52.07	43.67	53.95	46.88	38.83	55.28
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.17	0.20	0.53	0.00	0.27	0.18	0.02
$A1_{2}0_{3}$	2.25	13.12	27.82	3.07	5.23	12.16	2.59	12.18	28.33	2.16
FeO	6.30	11.34	4.30	9.54	10.29	13.41	10.93	13.61	5.03	8.73
MnO	0.18	0.30	0.08	0.27	0.27	0.31	0.27	0.28	0.12	0.02
MgO	19.55	12.37	0.05	16.39	15.13	9.53	17.34	11.72	0.03	18.20
CaO	14.23	13.45	24.98	14.26	14.04	13.57	14.14	13.39	26.07	13.12
Na <sub>2</sub> O	0.21	1.40	0.00	0.25	0.52	1.43	0.56	1.03	0.10	0.33
K <sub>2</sub> O	0.01	0.05	0.00	0.06	0.16	0.67	0.19	0.42	0.03	0.00
Сумма	99.17	99.14	95.84	97.98	97.90	95.28	99.97	99.77	98.72	97.86
Гмин	15	34	10	25	28	44	26	39	11	21
Fпор	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ХСа/Пл	72.32	-	-	61.36	-	-	60.23	-	-	62.39
			Крист	галлохи	мическ	ие форм	иулы			
Si	7.78	6.71	3.08	7.66	7.45	6.62	7.59	6.72	3.03	7.72
Al <sup>iv</sup>	0.37	1.29	2.61	0.34	0.55	1.38	0.41	1.28	2.60	0.28
$AI^{VI}$	-	0.91	0.00	0.17	0.33	0.79	0.02	0.78	0.00	0.08
Fe	0.73	1.35	0.29	1.14	1.23	1.70	1.29	1.63	0.33	1.02
Mn	0.02	0.04	0.01	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.01	0.03
Mg	4.02	2.63	0.01	3.47	3.23	2.15	3.64	2.50	0.00	3.82
Са	2.10	2.05	2.13	2.17	2.15	2.21	2.13	2.06	2.18	1.98
Na	0.06	0.39	0.00	0.07	0.15	0.42	0.15	0.29	0.02	0.09
К	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.13	0.03	0.08	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.06	0.00	0.03	0.01	0.00

Компо-		Обр.46	
ненты	Амф1	Амф 2	Кц
SiO <sub>2</sub>	55.28	51.11	38.03
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.02
$A1_2O_3$	2.16	7.78	29.15
FeO	8.73	9.80	4.27
MnO	0.02	0.04	0.11
MgO	18.20	14.50	0.08
CaO	13.12	12.36	23.80
Na <sub>2</sub> O	0.33	0.94	0.11
K <sub>2</sub> O	0.00	0.05	0.01
Сумма	97.86	97.03	95.57
 Гмин	21	27	10
Fпор	-	-	-
ХСа/Пл	62.39	62, 39	-
Криста	аллохимичес	кие формул	ы
Si	7.72	7.42	3.03
Al <sup>IV</sup>	0.28	0.58	2.74
AI <sup>VI</sup>	0.08	0.73	0.00
Fe	1.02	1.17	0.28
Mn	0.03	0.04	0.01
Mg	3.82	3.10	0.01
Са	1.98	1.90	2.03
Na	0.09	0.27	0.02
К	0.00	0.01	0.00
Ti	0.00	0.02	0.00

#### ПРИМЕЧАНИЕ

#### Западно-Панский блок (обр.1-25; рис.2):

1 – оливиновое габбро (Ю.Каменник); 2 – габбро-норит (центральная часть блока); 3 – амфиболизированный габбро-норит (В.Киевей); 4 – экзоконтактовая биотит-амфиболовая порода; 5 – слабоамфиболизированный габбро-норит (Ю.Каменник); 6 – диафторированная актинолит-плагиоклазовая порода; 7 – слабоамфиболизированный габбро-норит (В.Киевей); 8 – амфиболизированный габбро-норит (В.Киевей); 9 – габбро-мфиболит (северный контакт интрузива с гранитоидами); 10 – амфиболизированный габбро-норит (центральная часть блока); 11 – амфиболизированный и эпидотизированный габбро-норит (из зоны разлома); 12, 13 – амфиболизированный габбро-норит (центральная часть блока); 15 – лейкократовое габбро (Ю.Сулейпахк); 16 – лейкократовое габбро (НРГ, Марийек); 17 – габбро-анортозит (НРГ, центральный Киевей); 18 – амфиболизированный анортозит (НРГ, В.Киевей); 19 – амфиболизированное лейкократовое габбро (там же); 20 – лейкократовое габбро (ВРГ, Ю.Каменик); **21** – лейкократовое габбро (ВРГ, Ю.Сулейпахк); **22-25** – околорудно измененные гранат-биотит-амфиболовые породы: 22 – (Сулейпахк), 23 – (Марийек); 24, 25 – (В.Киевей).

Восточно-Панский блок (обр.26-46; рис.3): 26 - слабоизмененный габбро-норит (центральная часть блока); 27 – гранат-биотит-амфиболовое габбро-норит амфиболизированный (там же); 29 габбро (там же); 28 амфиболизированное метагаббро (там же); 30 – амфиболизированное гранатсодержащее метагаббро (там же); 31 – габбро-норит амфиболизированный (центральная часть блока); 32 – габбро-амфиболит, окварцованный с турмалином (в зоне контакта с Имандра-Варзугской структурой); 33 – габбро-амфиболит, без турмалина (там же); 34 - габбро-амфиболит (там же); 35 - окварцованное амфиболизированное габбро (там же); 36 – амфиболизированное метагаббро (Кукша); 37 – амфиболизированное метагаббро габбро (там же); 38 – оруденелый слабоизмененный габбро-норит (ВРГ, Чуарвы); 39 - оруденелый лейкократовый габбро-норит (ВРГ, западнее Чуарвы); 40-42 – амфиболизированное метагаббро (ВРГ, Предгорный); 43 – амфиболизированный габбро-норит (ВРГ, Кукша); 44 – рассланцованное метагаббро (там же); 45 - амфиболизированное метагаббро (там же); 46 – амфиболизированное метагаббро (там же).

Цифры возле символов плагиоклаза (Pl<sub>77</sub>) означают процентное содержание анортитового компонента, возле остальных минералов (Opx<sub>39</sub>) – общую железистость, возле амфибола (Амф-1, 2, 3<sup>1</sup>, 3, 4) – генерацию минерала. Кристаллохимические формулы амфиболов рассчитаны на 23 атома кислорода, биотитов, мусковита – на 11, пироксенов – на 6, плагиоклазов – на 8.

#### оглавление

	Стр.
Принятые сокращения	5
Введение	7
1. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ МАССИВА	11
1.1. Геологическая позиция массива	11
1.2. Внутреннее строение массива	13
2. ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД И ИХ	
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ	18
2.1. Габбро-норитовая, габбровая зоны массива	18
2.2. Расслоенные рудоносные горизонты	29
2.2.1. Нижний расслоенный горизонт	29
2.2.2. Верхний расслоенный горизонт	32
2.3. Приконтактовые зоны массива	40
2.3.1. Южная (верхняя) приконтактовая зона	41
2.3.2. Северная (нижняя) приконтактовая зона	42
3. МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ	46
3.1. Магматические минералы и их парагенезисы	46
3.2. Метаморфические минералы и их парагенезисы	57
4. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ	
МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ	67
4.1. Термобарометрия безрудных пород	67
4.2. Термобарометрия рудоносных пород Западно-Панского блока	72
4.3. Термобарометрия рудоносных пород Восточно-Панского блока	79
5. ПРИРОДА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ И ИХ	
РОЛЬ В РУДООБРАЗОВАНИИ	84
5.1. Метаморфические процессы	84
5.2. Сульфидная и ЭПГ-минерализация	89
6. МОДЕЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОСТЫХ И	
УСЛОЖНЕННЫХ СИСТЕМ С УЧАСТИЕМ ПЛАТИНОИДОВ	95
6.1. Оценка Р-Т-параметров модельных сульфидных систем	
Pt-S-H-O и Pd-S-H-O	96
6.2. Влияние концентрации серы и Р-Т-параметров на содержание	
палладия, платины и их сульфидов	97
6.3. Влияние концентрации серы на состав флюида и сульфидов	
меди, никеля, железа и элементов платиновой группы	101
Заключение	105
Abstract*	107
Литература	113
Приложение	120

<sup>\*</sup> Реферат на английском языке.

	Р
Abbreviation	5
Introduction	7
1. THE GEOLOGY OF THE INTRUSION - GENERAL INFORMATION	1
1.1. Geological position	1
1.2. Internal structure	1
2. CHARACTERIZATION OF THE ROCKS; METAMORPHIC	
TRANSFORMATIONS	1
2.1. Gabbronorite and gabbro zones	1
2.2. Layered ore-bearing horizons	2
2.2.1. Lower layered horizon	2
2.2.2. Upper layered horizon	3
2.3. Contact zones	4
2.3.1. Southern (upper) contact zone	4
2.3.2. Northern (lower) contact zone	4
3. MINERALS AND MINERAL PARAGENESIS	4
3.1. Magmatic minerals, paragenesis	4
3.2. Metamorphic minerals, paragenesis	5
4. THERMODYNAMIC CONDITIONS FOR MINERAL	
PARAGENESIS FORMATION	6
4.1. Thermobarometry of barren rocks	6
4.2. Thermobarometry of ore-bearing rocks, the West-Pansky block	7
4.3. Thermobarometry of ore-bearing rocks, the East-Pansky block	7
5. THE NATURE OF METAMORPHIC TRANSFORMATIONS, THEIR	
ROLE IN ORE FORMATION	8
5.1. Metamorphic processes	8
5.2. Sulphide and PGE mineralization	8
6. SIMPLE AND COMPOSITE (PLATINOID-BEARING) SYSTEMS	
SIMULATION	9
6.1. The P-T-parameters evaluation in the simulated Pt-S-H-O and	
Pd-S-H-O sulphide systems	9
6.2. The influence of sulphur concentration and P-T-parameters on the	
palladium and platinum content and on their sulphides content	9
6.3. The influence of sulphur concentration on the fluid content, on the	
copper, nickel, iron content, and on the PGE-content	1
Conclusion	1
Abstract	1
References	1
Appendix	1
••	

.

Научное издание

Зинаида Михайловна Волошина, Владимир Константинович Каржавин, Валентин Петрович Петров

# МЕТАМОРФИЗМ И РУДОГЕНЕЗ В ПЛАТИНОНОСНОМ ПАНСКОМ ИНТРУЗИВНОМ МАССИВЕ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Редактор С.А.Шарам Технический редактор В.А.Ганичев

#### Лицензия серия ПД №00801 от Об октября 2000 г.

Подписано к печати 18.09.2008 Формат бумаги 70х108 1/16. Бумага офсетная. Печать офсетная. Гарнитура Times/Cyrillic Усл.печ.л. 12.6. Заказ № 50. Тираж 190 экз.

Ibccuilcrax Akageuux Hayr

Ордена Ленина Кольский научный центр им.С.М.Кирова 184209, Апатиты, Мурманская область, Ферсмана, 14



Монография посвящена характеристике постмагматических преобразований и изучению их роли в формировании сульфидной и платинометалльной минерализации в расслоенном габбро-норитовом Панском интрузиве. На основе оригинальных данных по петрографии, минералогии и геохимии пород безрудных и рудоносных зон массива обоснована многостадийность и различная геологическая природа проявленных в них метаморфических изменений.



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ 184209. Мурманская область, г.Алатиты, ул.Ферсмана, 14 GEOLOGICAL INSTITUTE 14, Fersman str., Apatity, Murmansk region, 184209, RUSSIA